



Julia de Oliveira

**CARBONATOS PALUSTRES DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES,
BACIA SERGIPE - ALAGOAS, BRASIL**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

UFRJ
Rio de Janeiro
2022



UFRJ

Julia de Oliveira

**CARBONATOS PALUSTRES DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, BACIA
SERGIPE - ALAGOAS, BRASIL**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Orientador oficial: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida. Co-orientadores: Julia Favoreto, Michele Correia Arena Salvador da Silva, Jeferson Santos.

Rio de Janeiro
Agosto de 2022

JULIA, de Oliveira

Título: Carbonatos palustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil / Julia de Oliveira - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2022.

150p.: il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2022.

Orientador(es): Leonardo Borghi, Julia Favoreto, Michele Correia Arena Salvador da Silva, Jeferson Santos.

1. Geologia. 2. Geologia Sedimentar – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo Borghi. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Carbonatos palustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe - Alagoas, Brasil.

Julia de Oliveira

**CARBONATOS PALUSTRES DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, BACIA
SERGIPE - ALAGOAS, BRASIL**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Orientador oficial: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida. Co-orientadores: Julia Favoreto, Michele Correia Arena Salvador da Silva, Jeferson Santos.

Aprovada em:

Por:

Orientador: Dr Leonardo Fonseca Borghi de Almeida (UFRJ)

Dr: André Ribeiro (UFRJ)

Dra: Amanda Goulart Rodrigues (UFRGS)

UFRJ
Rio de Janeiro
2022

“Talvez não tenha conseguido fazer o melhor,
mas lutei para que o melhor fosse feito.

Não sou o que deveria ser,
mas Graças a Deus,
não sou o que eu era antes.”

- Marthin Luther King

Dedico este trabalho aos meus pais, Elisabete Maria Frazão de Oliveira e Renê de Oliveira Filho, e à minha irmã Mariana de Oliveira, por todo carinho, apoio, incentivo e paciência durante toda a graduação. Por terem me dado tanto amor e suporte sempre e por terem me proporcionado uma boa educação.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, gostaria de agradecer a Deus e à minha família, por serem a minha base e meu motivo maior para seguir em frente.

Aos meus orientadores Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Julia Favoreto, Michele Arena e Jeferson Santos por toda ajuda, confiança e dedicação. Por todas as oportunidades e por todos os ensinamentos, os quais foram fundamentais para a formação do meu conhecimento geológico.

Esta pesquisa foi realizada em associação com o projeto de P&D registrado como ANP 20225-9, "Pré-Sal - Caracterização geológica de reservatórios carbonáticos do intervalo pré-sal da Bacia de Santos, correlatos (Bacia de Sergipe-Alagoas) e análogos" (UFRJ / Shell Brasil / ANP), patrocinado pela Shell Brasil.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) da UFRJ pela estrutura fornecida e por todo o suporte necessário para o desenvolvimento deste trabalho.

À empresa Intercement por permitir o acesso à mina e a obtenção aos testemunhos de sondagem.

Aos estagiários do Lagesed, em especial a Maria Clara Goulart e Nathalie Díaz, pela parceria, descontração e ajuda nos momentos complicados. As minhas amigas Mayara Klôh Seabra e Raizza Soledad Peres Carrillo que tornaram esses anos de graduação inesquecíveis. A Suelen do Nascimento Vogel, Verônica de Carvalho Batista, Laís De Oliveira Ferreira e Amanda Ricardo amigas e geólogas que levo no meu coração, fica aqui o meu muito obrigada por todos os conselhos, apoio, carinho e por todo conhecimento geológico compartilhado, vocês foram essenciais.

Aos meus colegas de turma, que são muitos, e tantos outros que fiz pelo meu caminho na Geologia aprendi tanto com vocês. Muito obrigada a todos.

RESUMO

Oliveira, Julia. **Carbonatos palustres da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas, Brasil**. 2022. 150p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Carbonatos continentais têm ganhado destaque nos últimos anos, devido ao seu potencial como registro paleoclimático e como rocha reservatório, principalmente como análogo do intervalo Pré-sal das Bacias de Campos e Santos. Nesse sentido, o estudo de ambientes análogos pode fornecer informações para o entendimento desse tipo de depósito. Neste trabalho foi estudada uma sequência carbonática lacustre híbrida da Formação Morro do Chaves caracterizada por coquinas de bivalves, laminitos e arenitos. O objetivo deste trabalho é caracterizar as diferentes texturas e estruturas, e identificar as principais características diagenéticas e pedogenéticas da Formação Morro do Chaves no testemunho de sondagem (UFRJ-2-SMC-01-AL), localizado no Município de São Miguel dos Campos (AL), na Bacia de Sergipe-Alagoas. Inicialmente e ao longo de todo trabalho foi realizada a revisão bibliográfica, como metodologia foi realizada a descrição macroscópica do intervalo e utilizada a técnica de microscopia óptica em luz transmitida. Porções proximais desse lago exibem os carbonatos palustres que demonstram evidências de exposição subaérea e pedogênese, geralmente em zonas pantanosas expostas devido a ação da alternância no nível d'água do lago. Modificações impostas pelo ambiente palustre foram registradas nos calcirruditos bioclásticos, nos quais foram reconhecidas feições de nodulização, pseudomicrocarste, gretas circum-granulares, biosferóides, textura mosqueada, marmorização, *microcodium*, estrutura septariana. Este estudo permitiu refinar o modelo paleoambiental proposto por Favoreto et al. 2021, reconhecer feições palustres, caracteriza um registro importante – dinâmica do lago (contração e expansão – borda do lago), marco estratigráfico – caracterizando intervalos referentes à períodos de maior contração do lago.

Palavras-chave: Carbonatos palustres; Carbonatos continentais; Formação Morro do Chaves, Feições palustres.

ABSTRACT

Oliveira, Julia. ***Palustrine carbonates of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil.*** 2022. 150p. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Continental carbonates have been gaining prominence in recent years due to their potential as paleoclimatic record and as reservoir rock, especially as an analogue of the pre-salt interval in the Campos and Santos Basins. In this sense, the study of analogous environments can provide information for the understanding of this type of deposit. In this work we studied a hybrid lacustrine carbonate sequence of the Morro do Chaves Formation characterized by bivalve coquinas, laminites and sandstones. The objective of this work is to characterize the different textures and structures, and to identify the main diagenetic and pedogenetic characteristics of the Morro do Chaves Formation in the core drill hole (UFRJ-2-SMC-01-AL), located in São Miguel dos Campos (AL), Sergipe-Alagoas Basin. Initially and throughout the whole work a literature review was carried out, as methodology a macroscopic description of the interval was made and the transmitted light microscopy technique was used. Proximal portions of this lake exhibit palustrine carbonates that show evidence of subaerial exposure and pedogenesis, generally in exposed marshy areas due to the action of alternating lake water levels. Modifications imposed by the palustrine environment were recorded in the bioclastic calcirrudites, in which nodulation features, pseudomicrocarst, circum-granular cracks, biospheroids, mottled texture, marbling, microcodium, and septarian structure were recognized. This study allowed refining the paleoenvironmental model proposed by Favoreto et al. 2021, recognize palustrine features, characterize an important record - lake dynamics (contraction and expansion - lake edge), stratigraphic landmark - characterizing intervals referring to periods of greater lake contraction.

Key-Words: *Palustrine carbonates; Continental carbonates; Morro do Chaves Formation, Palustrine features.*

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	IV
RESUMO	V
ABSTRACT	VI
LISTA DE FIGURAS	VIII
LISTA DE TABELAS	XI
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
1.2 Objetivo	3
1.3 Materiais	3
1.4 Método	5
1.5 Descrição Macroscópica	5
1.6 Descrição Microscópica	7
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	8
2.1 Contexto geológico da bacia de Sergipe-Alagoas	8
2.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica	9
2.3 Estratigrafia	11
2.4 Formação Morro do Chaves	17
3 RESULTADOS	27
3.1 Caracterização faciológica das coquinas no poço 2-UFRJ-SMC-01-AL ..	27
3.1.1 Fácies Calcarenito fino	30
3.1.2 Fácies Calcarenito médio	32
3.1.3 Fácies Calcarenito grosso	33
3.1.4 Fácies Calcirrudito	35
3.1.5 Calcilitito	38

3.2	Feições associadas à emersão e pedogênese reconhecidas na Formação Morro do Chaves.....	41
3.2.1	Nodulização	42
3.2.2	Pseudomicrocarste	44
3.2.3	Gretas circum-granulares	46
3.2.4	Textura mosqueada ou marmorizada.....	48
3.2.5	Biosferóides de minhocas (EBS) ou biosferóides esparíticos	50
3.2.6	Ostracode.....	51
3.2.7	Microcodium.....	52
3.2.8	Rizólitos	53
3.2.9	Estrutura Septariana.....	55
4	DISCUSSÃO.....	57
4.1	Análise de fácies	57
4.2	Interpretação paleoambiental	58
5	CONCLUSÃO.....	63
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	64
	APÊNDICE 1 – DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA	72
	APÊNDICE 2 – DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (1:10).....	100
	APÊNDICE 3 – PERFIL ESTRATIGRÁFICO	103
	APÊNDICE 4 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	104

Figura 1 - Mapa de localização da Mina São Sebastião, antiga pedreira Atol. A mina está localizada no Município de São Miguel dos Campos- AL. – Martins, L (2017).....	3
Figura 2 - Fluxograma do trabalho.....	5
Figura 3 - Foto do intervalo estudado, onde podemos observar as diferentes camadas e colorações do testemunho.....	6
Figura 4 - Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas, mostrando a Pedreira Atol, mina Intercement (Azambuja et al. 1998).....	9
Figura 5 – Carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe (Campos Neto et al. 2007).	12
Figura 6: Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas (Campo Neto et al. 2007). .	13
Figura 7 - Poço 1–RJ–1–AL perfurado próximo à mina da empresa CIMPOR (antiga Pedreira Atol), mostrando as intercalações e variações de proporção de coquinas, arenitos e folhelhos - Martins, L (2017) - Modificado de Azambuja et al. 1998.....	19
Figura 8 - Modelo evolutivo da deposição dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves (modificado de Azambuja Filho et al. (1998) apud Garcia, A. et al. 2015). Usa-se aqui uma terminologia de tratos de sistemas marinhos, adaptado ao contexto lacustre, atribuído a unidade pelos autores da figura original.....	20
Figura 9 - Desenho esquemático proposto por Teixeira (2012) que representa o lago do rifte, o contexto tectônico e deposicional da Formação Morro do Chaves. No lado esquerdo, margem falhada do rifte (ativa), há uma sedimentação majoritariamente terrígena predominam depósitos de leques aluviais e deltaicos. No lado direito, na margem flexural, corresponde ao ambiente de deposição das coquinas, com uma sedimentação predominantemente carbonáticos, constituindo plataformas e praias bioclásticas, onde atuavam ondas e correntes de tempestade.	22
Figura 20 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 88,05 metros - fácies calcarenito fino, destaque para laminações plano-paralelas incipientes (seta amarela).	31
Figura 21 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 88,30 metros -fácies calcarenito médio, transição amena da coloração em creme para um acinzentado, com leve laminação plano – paralela, porosidade vugular incipiente (indicado pelas setas amarelas).....	33
Figura 22 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 83,10 - fácies calcarenito grosso, em destaque à direita um estilolito tectônico (indicado pela seta amarela).....	35
Figura 23 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 83,30m - fácies calcirrudito, porosidade apresenta-se alta em alguns níveis, com dissolução pervasiva das valvas.....	37
Figura 24 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 84,15m - fácies calcirrudito, é possível observar a granulometria grossa.	38
Figura 25 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 87,70m - fácies palustres, observar o aspecto nodular/brechado dessa amostra, presença de pirita euédrica (indicado pela seta amarela).	40
Figura 26 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 87,70m - fácies palustres, observar o aspecto nodular/brechado mencionado na figura anterior (Figura 25).	41
Figura 27 - A - Aspecto petrográfico de nódulo composto por matriz lamosa, conteúdo siltes e areia siliciclástica com fragmentos de bioclastos recristalizados e fragmentos micritizados - polarizadores paralelos -5x – 86,80m; B – mesma imagem sob polarizadores cruzados - 5x – 86,80m.	43

- Figura 28 - A** - Feição pseudomicrocarste (em destaque pela seta amarela), piritas com hábito euédrico estão presentes no centro da imagem – polarizadores paralelos -2,5x – 87,70m; **B** - mesma imagem de A com polarizadores cruzados -2,5x – 87,70m. 45
- Figura 29 - A** – Observar as gretas circum-granulares (em destaque pela seta amarela) – polarizadores paralelos – 5x - 87,70m; **B** - mesma imagem de A com polarizadores cruzados. 47
- Figura 30** - Greta circum granulares preenchida por calcita espática recristalizada (indicada pela seta amarela). Alguns fragmentos de valvas de ostracodes podem ser observados (indicado pela seta em vermelho) – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m. 48
- Figura 31 - A** – Infiltração de material terrígeno, indicada pela seta amarela. A parte superior da imagem mostra fragmentos de bivalvíos e não o material infiltrado – 5x – polarizadores paralelos – 86,80m – **B** - mesma imagem de A com polarizadores cruzados. 49
- Figura 32 – A** – Biosferóide de minhocas (EBS) em meia a uma matriz terrígena – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m; **B** – Outro exemplar de biosferóide – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m. 51
- Figura 33 – A** – Ostracode articulado (indicado na seta em amarelo) – 10x – polarizadores paralelos – 86,80m; **B** – Dois ostracodes como (indicado pela seta em amarelo) – 10x – polarizadores paralelos – 86,80m. 52
- Figura 34** – Microcodium com prismas de calcita ao redor (em forma de pétala, como indicado pela seta em amarelo). – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m. 53
- Figura 35 – A** – Rizólito em meio a matriz micrítica (indicado pela seta amarela) – 2,5x – polarizadores paralelos – 87,70m; **B** – mesma imagem de A com polarizadores cruzados. 54
- Figura 36** - Concreção com estrutura septariana em seu interior, com alguns fragmentos de ostracodes. Na imagem podemos observar o contato entre o material micrítico no interior da concreção com o material externo (terrígeno, provavelmente silte – 1,25x – polarizadores paralelos – 87,00m. 55
- Figura 37 - A** - Estrutura septariana (indicada pela seta em amarelo), ao seu redor, há fragmentos de carapaças de ostracodes e piritas – 1,25x – nicóis paralelos – 87,00m. 56
- Figura 38** - Modelo proposto para a borda do paleolago durante a deposição da Formação Morro do Chaves. – (modificado de Alonso – Zarza, 2003 & Teixeira, B, 2016). 62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Informações sobre o material utilizado no estudo.	4
Tabela 2 - Síntese das fácies Riguate et al. (2020), Tavares et al. (2015), Chinelatto et al. (2018), Favoreto et al. (2021) e este estudo.	28

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Carbonatos palustres são depósitos rasos de água doce que demonstram evidências de deposição subaquosa e exposição subaérea. A importância e dificuldade do estudo desse tipo de carbonato foi antecipado por Freytet (1965, 1971). Nesses artigos, foi apresentada a ideia de que os carbonatos palustres são paleossolos que foram formados em um substrato de carbonatos lacustres e, portanto, o estudo deles deve ser realizado do ponto de vista pedológico. Segundo Flügel (2010), carbonatos palustres são depósitos que exibem evidências de intensa modificação pedogenética.

Esses carbonatos ocorrem em torno de corpos d'água com baixa energia, como lagos e áreas específicas de sistemas fluviais e aluviais, em porções que são umedecidas durante pequenos períodos. As fácies palustres são resultado de uma sucessão de eventos relacionados a flutuações do nível freático, por isso, no ambiente palustre são incluídos corpos aquosos com profundidade média menor que um metro, como pântanos calcários (*marshes*) e corpos d'água temporariamente rasos, além dos solos e das turfas Verrecchia (2007). A partir dessa definição, é possível entender o ambiente palustre como fundamentalmente diagenético.

Estudos sobre carbonatos lacustres modernos e antigos vem ganhando destaque ao longo dos anos, devido principalmente as grandes descobertas de jazidas de petróleo ao longo das margens leste do Brasil e oeste da África. A maioria das sucessões palustres documentadas Freytet & Plaziat (1982) e Platt (1992) são de bacias do tipo *foreland*, sendo raros os exemplos de bacias extensionais, tipo rifte, como ocorre nas bacias de Sergipe-Alagoas (Formação Morro do Chaves) Favoreto

et al. (2021), Campos (Formação Coqueiros) Praça (1996) e Santos (Formação Itapema) Carlotto et al. (2017).

Os depósitos lacustres da Formação Morro do Chaves, compostos por pacotes de coquinas são interpretados como o registro de antigas plataformas carbonáticas, depositadas em regiões rasas e elevadas de um lago de rifte, com pouco aporte de sedimentos terrígenos e condições de alta energia (Figueiredo, 1981; Teixeira, 2012; Azambuja et al. 1998; Thompson et al. 2015; Tavares et al. 2015; Chinellato et al. 2018; Rigueti et al. 2020). Estes trabalhos mostram o desafio no entendimento da dinâmica de deposição das fácies, o entendimento desta sequência de coquinas pode fornecer um modelo bastante útil para o entendimento da deposição carbonática em lagos de águas rasas, com margens temporárias, em um rifte em evolução.

As fácies palustres originadas pela modificação da fábrica deposicional, em resposta às alterações do nível do lago, são as feições marginais mais importantes de um sistema lacustre, como foi documentada por Praça (1996) na sucessão de coquinas da Bacia de Campos. Dessa maneira, este trabalho de conclusão de curso tem por objetivo a caracterização das diferentes texturas e morfologias, apontando as principais características diagenéticas e pedológicas. Através da análise dos testemunhos do poço UFRJ-2-SMC-01-AL da Bacia Sergipe-Alagoas, que pertence a mina Intercement, antiga Pedreira Atol, em São Miguel dos Campos (AL). (Figura 1) Esse trabalho faz parte do projeto maior intitulado: "Caracterização geológica de reservatórios carbonáticos do intervalo Pré-sal da Bacia de Santos, correlatos (Bacia de Sergipe-Alagoas) e análogos" projeto desenvolvido no Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed) em parceria com a Agência Nacional do Petróleo (ANP), projeto nº 20225-9.



Figura 1 - Mapa de localização da Mina São Sebastião, antiga pedreira Atol. A mina está localizada no Município de São Miguel dos Campos-AL. – Martins, L (2017).

1.2 Objetivo

Este trabalho tem como objetivo geral, a caracterização macroscópica e microscópica das diferentes texturas, estruturas, identificação das principais características diagenéticas presentes em um testemunho de sondagem pertencente ao poço UFRJ-2-SMC-01-AL, localizado na pedreira “Atol”, no Município de São Miguel dos Campos (AL). Além da evolução do modelo deposicional proposto por Favoreto et al. 2021 para o entendimento da borda do lago e as condições de formação dos depósitos palustres.

1.3 Materiais

Para este trabalho foram utilizados testemunhos de sondagem contínuo obtido na mina Intercement, antiga Pedreira Atol, localizada no município de São Miguel dos Campos, a aproximadamente 60 quilômetros da cidade de Maceió, no estado de Alagoas (Figura 2). Para análise faciológica destes testemunhos foi utilizado um

intervalo essencialmente palustre no poço UFRJ-2-SMC-01-AL, onde foram estudados em detalhe 10 metros e 17 lâminas delgadas. Os testemunhos de sondagem possuem 63 mm de diâmetro e encontram-se armazenados no Laboratório de Geologia Sedimentar (Lagesed), na Universidade Federal do Rio de Janeiro. A tabela abaixo traz mais informações sobre o material utilizado para essa pesquisa (Tabela 1).

Tabela 1 - Informações sobre o material utilizado no estudo.

Testemunho	Coordenadas Geográficas	Metragem total	Intervalo estudado	Lâminas delgadas
UFRJ-2-SMC-01-AL	9°45'37.75"S 36° '10.88"O	134.6	82,30m– 91,30m	17

1.4 Método

A caracterização faciológica das rochas estudadas foram detalhadas a partir da identificação de intervalos palustres de Favoreto et al. (2021). A pesquisa foi dividida em quatro etapas, exemplificadas a seguir (Figura 2):

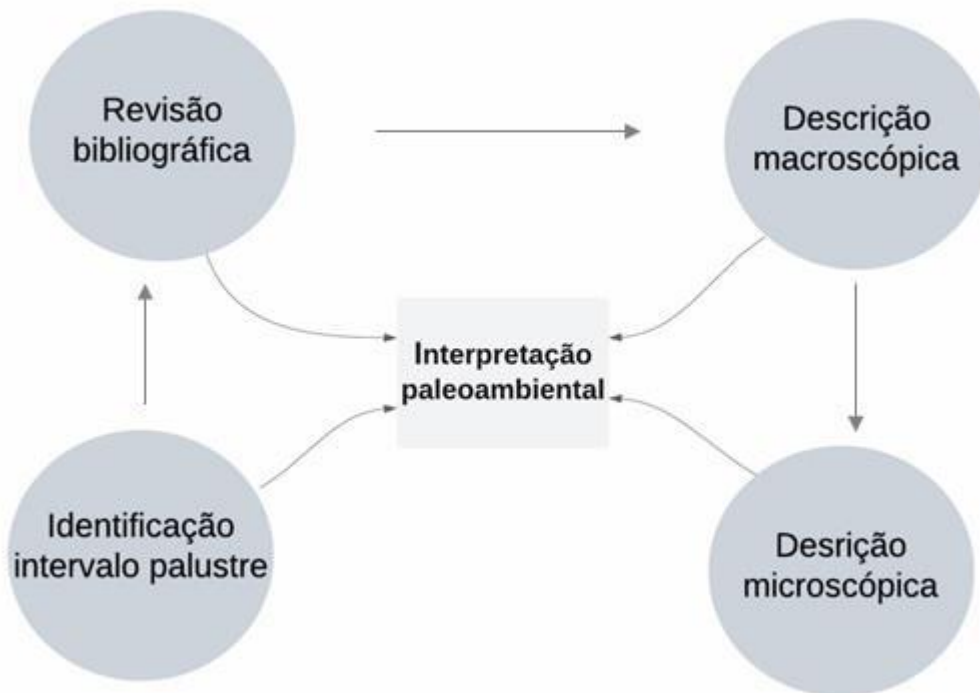


Figura 2 - Fluxograma do trabalho.

1.5 Descrição Macroscópica

As rochas carbonáticas neste trabalho foram classificadas segundo Grabau (1960), Embry & Klovan (1971) e Borghi (2020). Para estruturas sedimentares foi utilizado um guia para descrição de coquinas (Lagesed), litologia de acordo com Borghi (2020), e a cor dos sedimentos segundo a Carta de Cores Munsell.

Para a relação tafonomia x calcários paludais foram utilizados os seguintes parâmetros: i) articulação das conchas, ii) seleção dos bioclastos, iii) grau de fragmentação, iv) abrasão/arredondamento, v) bioerosão / incrustação, vi) orientação das conchas e vii) densidade de empacotamento. A fragmentação de acordo com

Kidwell (1991), orientação (adaptação de Kidwell et al.1986), empacotamento (Kidwell & Holland, 1989; Kidwell, 1991) e tamanho das conchas (Granulometric scale-Wentworth, 1922). Para o sistema poroso foi utilizada a classificação de Choquette & Pray (1970).

A imagem abaixo traz uma foto do intervalo estudado (Figura 3).

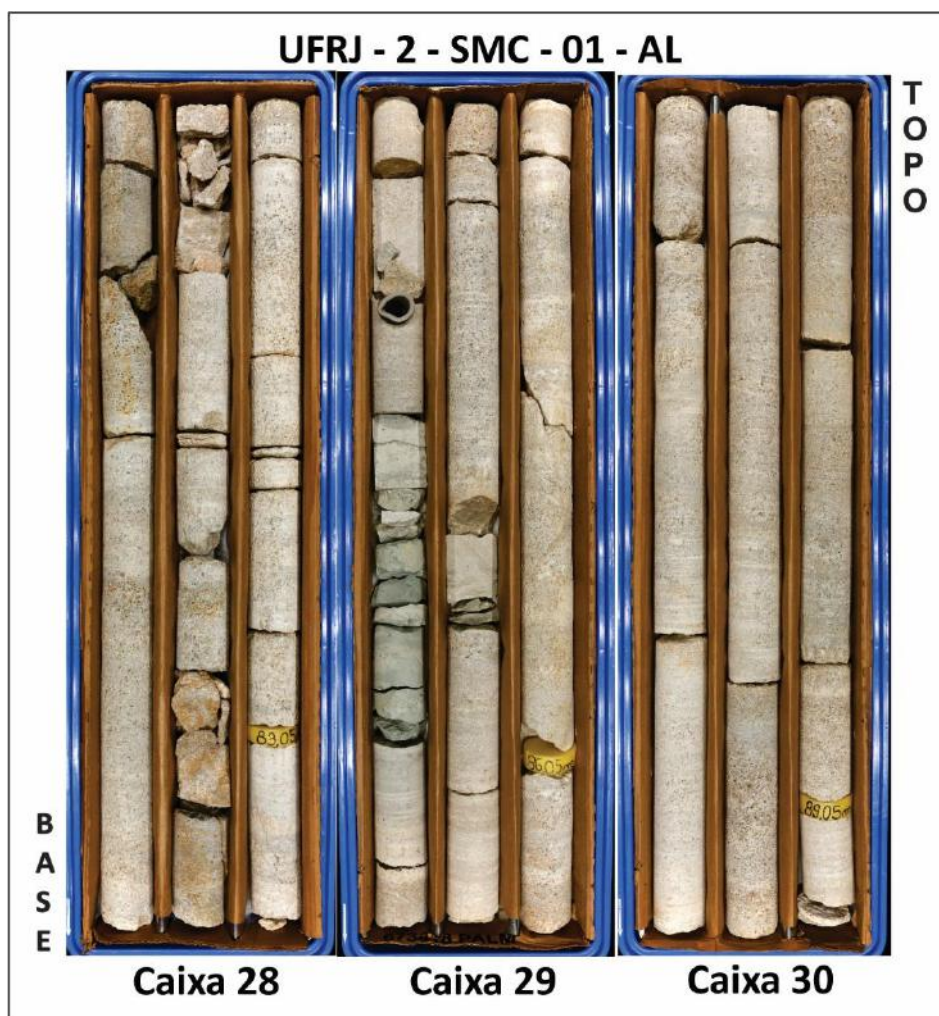


Figura 3 - Foto do intervalo estudado, onde podemos observar as diferentes camadas e colorações do testemunho.

1.6 Descrição Microscópica

Através da caracterização petrográfica foi possível identificar as principais feições presentes e compará-las de acordo com os morfotipos apresentados segundo as definições de Alonso-Zarza & Wright (2010). Para isso foi necessário descrever as texturas e estruturas em detalhe, segundo alguns critérios paludais.

Durante a análise, a Alisarina Red-S (solução que ao entrar em contato com o carbonato ocorre a impregnação do CaCO_3 , deixando-o vermelho) foi utilizada para auxiliar na diferenciação entre a calcita e a dolomita, já que mineralogicamente a diferença vista no microscópio é mínima.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Contexto geológico da bacia de Sergipe-Alagoas

A Bacia de Sergipe-Alagoas está localizada na região nordeste do Brasil, compreende uma área de aproximadamente 36.000 Km², onde um terço desta é área emersa (*onshore*) e outros dois terços, submersa (*offshore*) (Figura 4). É uma bacia de margem continental brasileira que possui sua origem relacionada com a abertura do Oceano Atlântico Sul. Localiza-se na costa nordeste do Brasil entre as latitudes 9° S e 11° 30' S e longitudes 35° 30' O e 37° O (Lana, 1990).

Segundo Campos Neto et al. (2007), a Bacia de Sergipe-Alagoas deve ser considerada uma bacia sedimentar única, tendo em vista que o Alto de Japoatã-Penedo não constitui um divisor, posto que se restringe à porção emersa e de águas rasas, não se estendendo até o bloco baixo da charneira Eo-alagoas. Outra justificativa é que na região de águas profundas não ocorre nenhuma feição geológica que justifique um limite de bacias. Entretanto, como o preenchimento sedimentar e o estilo tectônico na Bacia de Sergipe-Alagoas varia da porção sergipana para a alagoana, foram elaboradas duas cartas estratigráficas.



Figura 4 - Mapa de localização da Bacia Sergipe-Alagoas, mostrando a Pedreira Atol, mina Intercement (Azambuja et al. 1998).

2.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica

O arcabouço estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas é dado por um sistema de falhas N–S interceptado por sistemas de falhas E–O e NE–SO. Em seção, a bacia consiste de um hemigráben mergulhando para NO com predomínio de falhas sintéticas em relação às falhas antitéticas Lana (1990).

Sergipe-Alagoas é uma Bacia de margem passiva, relacionada à separação do supercontinente Gondwana, no Cretáceo. Apresenta alta complexidade estrutural devido à existência de diversas fraturas ao longo de toda a bacia, subdividida em blocos ou compartimentos tectônicos limitados por grandes falhas, identificadas pela variação da profundidade da superfície do embasamento, diferenças no tipo de sedimentação, intensidade do falhamento e padrão de anomalias gravimétricas (Falkenhein et al. 1986).

Segundo Lana (1990) e Szatmari & Milani (1999), a bacia de Sergipe Alagoas desenvolveu-se na borda leste de um grande bloco crustal conhecido como Microplaca Sergipana, cuja movimentação, puramente extensional, durante o Eocretáceo foi praticamente independente daquela dos continentes africano e sulamericano (envolvendo superfícies de descolamento crustal, extensão oblíqua e falhas de transferência), durante a separação dos continentes.

O começo do rifteamento no nordeste brasileiro inicia-se na primeira fase do Eocretáceo, devido a uma rotação no sentido anti-horário da África em relação à América do Sul. Esse mesmo movimento rotacional é transferido para Microplaca Sergipana com o mesmo sentido, porém com menor velocidade. A consequência desse regime de tensão surge na forma de um sistema de falhas transcorrentes sinistrais ao longo da borda leste da microplaca. Desta maneira, esse cisalhamento sinistral gerou uma transtensão (falhamento normal) no sul da microplaca formando hemigrábens de orientação N-S em forma escalonada (*en échelon*), conectados por longas falhas transcorrentes de orientação NE-SO. Estes configuram os principais depocentros (máxima deposição) durante o início do Eocretáceo Campos Neto et al. (2007).

Enquanto, no norte da microplaca, ocorria uma transpressão causando estruturas pop-up (convergência), levando assim, ao soerguimento e erosão crustal Lana (1990). Cenário geotectônico este, que diverge do que é observado no final do Eocretáceo. Por fim, ocorre um acréscimo da componente distensional capaz de reativar falhas transcorrentes NE-SO, como falhas normais e linhas de charneira mergulhando para SE, caracterizando-se assim a futura margem continental, pelo aparecimento da linha de charneira Alagoas, de novos depocentros e pela separação um bloco alto a NO (com embasamento em uma posição mais rasa) e um bloco baixo

a SE (com embasamento em uma posição mais profunda e maiores espessuras das seções transicionais e drifte).

Configurando o contexto tectônico de deposição das coquinas da Formação Morro do Chaves: um rifte compartimentado com hemigrábens de orientação N-S, onde desenvolveram-se ambientes lacustres. Marcando a consolidação da Microplaca Sergipana no continente Sulamericano, provavelmente devido ao aumento da compressão a N e a mudança da direção da extensão. Durante a última fase do rifte (Aptiano), a parte sul da microplaca moveu-se para SE por ação da falha sinistral (Vaza-Barris); já no Albiano, ocorre finalmente a quebra do continente, com o aparecimento da crosta oceânica (que evoluiria para formar o que conhecemos hoje como Oceano Atlântico Lana (1990) e o estabelecimento da margem passiva.

2.3 Estratigrafia

Feijó (1994) reconheceu cinco sequências deposicionais na bacia de Sergipe-Alagoas com base em discordâncias regionais e conformidades relativas: sequência Permo - Carbonífera (sinéclise), sequência Juro - Eocretácea (pré-rifte), sequências Rifte, sequência de Transição e sequências da Margem Passiva (drifte).

Campos Neto et al. (2007) revisaram a estratigrafia da bacia e propuseram a subdivisão dos depósitos em cinco Supersequências denominadas (Paleozoica, Pré-rifte, Rifte, Pós-rifte e Drifte), que se assemelham às sequências de Feijó (1994), porém com a identificação de novas sequências, discordâncias, limites temporais de regimes tectônicos distintos e mudanças na hierarquia litoestratigráfica. Tais autores criaram um diagrama estratigráfico para a sub-bacia de Sergipe e outro para sub-bacia de Alagoas, devido às diferenças na sua evolução tectonossedimentar (Figuras 5 e 6).

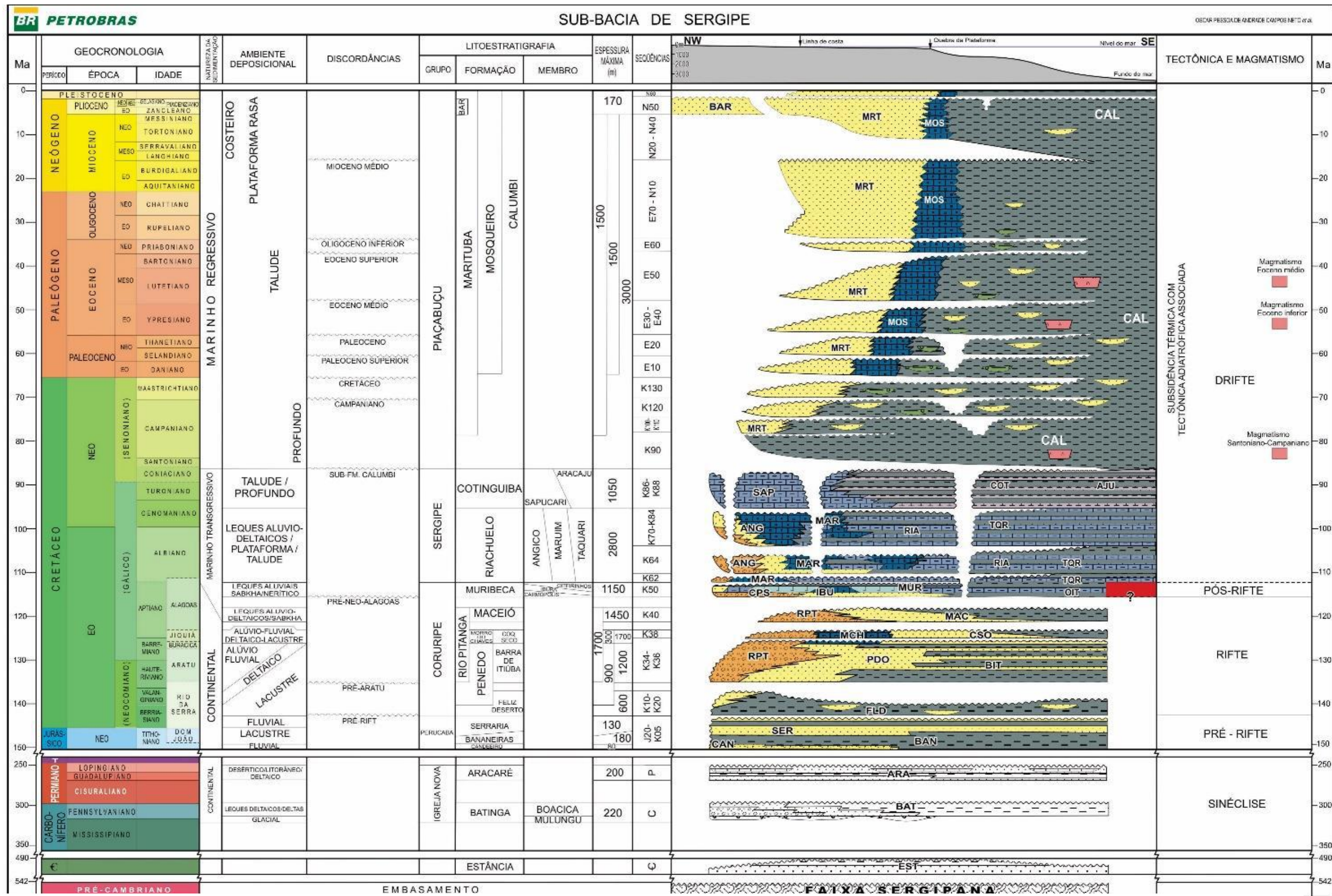


Figura 5 – Carta estratigráfica da sub-bacia de Sergipe (Campos Neto et al. 2007).

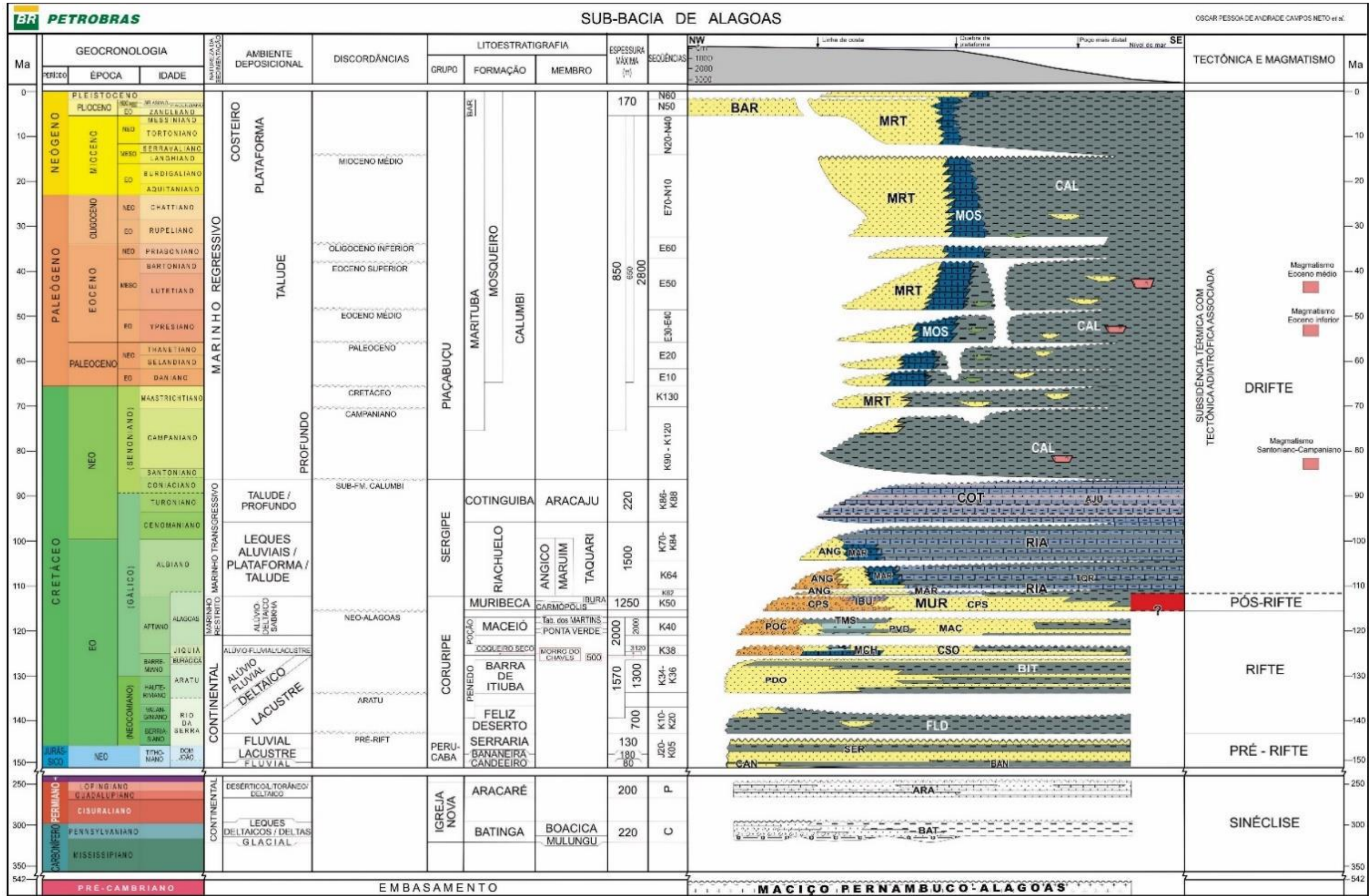


Figura 6: Carta estratigráfica da sub-bacia de Alagoas (Campo Neto et al. 2007).

Supersequência Paleozoica - Composta pela sequência carbonífera, que foi depositada em ambiente glacial subaquoso. Na base, estão presentes as rochas siliciclásticas da Formação Batinga, os autores (Campos Neto et al. 2007), consideram apenas dois membros: Mulungu, basal, de distribuição restrita, composto por diamictitos resultantes do retrabalhamento dos sedimentos glaciais por fluxos detríticos, e Boacica, constituído por conglomerados, arenitos, siltitos e folhelhos, depositados em ambientes de leques deltaicos. As unidades apresentam um padrão de empilhamento, predominantemente, transgressivo.

Supersequência Pré-rifte - No Neojurássico, a bacia de Sergipe Alagoas, que fazia parte de um dos segmentos da depressão afro-brasileira, foi deformada por um soerguimento crustal. Essa depressão foi preenchida pela sequência Juro-Cretácea, composta por sedimentos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro, concomitantemente com os folhelhos avermelhados lacustres da Formação Bananeiras. Em seguida, forma-se um sistema flúvio-eólico, no qual se depositaram os arenitos da Formação Serraria.

Supersequência Rifte - Corresponde ao estágio de subsidência mecânica da bacia, quando foram depositadas, em ambiente continental e marinho restrito, as rochas das Sequências K10, K20, K34-K36, K38 e K40. A Sequência K10-K20 com idade Rio da Serra, foi depositada durante a fase de estiramento inicial do rifte, durante a instalação do sistema lacustre-deltaico da Formação Feliz Deserto, sucessão caracterizada por folhelhos verdes e camadas delgadas de arenitos. A Sequência K34-K36 - está relacionada ao primeiro pulso tectônico do rifte depositada entre os andares Aratu, Buracica e Jiquiá. Esta sequência é composta por conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga, arenitos alúvio-fluviais da Formação Penedo, carbonatos coquinóides e folhelhos da Formação Morro do Chaves, além de arenitos,

siltitos e folhelhos deltaico-lacustres da Formação Barra de Itiúba. A tectônica rúptil era restrita à sub-bacia de Sergipe, onde ocorria a deposição dos conglomerados da Formação Rio Pitanga, dos arenitos da Formação Penedo e os sedimentos deltaico-lacustre da Formação Barra de Itiúba. O nível máximo desse lago ocorreu no final da idade Buracica. A partir da idade Eo-Jiquiá esse lago foi preenchido pelos sedimentos alúvio-fluviais das Formações Rio Pitanga e Penedo. Nas porções rasas da sub-bacia de Sergipe, durante os períodos de baixo aporte sedimentar, houve a deposição das coquinas da Formação Morro do Chaves. Segundo Campos Neto et al. 2007, a Formação Morro do Chaves, é aqui atribuída aos carbonatos coquinóides (coquinas) e folhelhos que ocorrem interdigitados às rochas das Formações Rio Pitanga, Poção e Coqueiro Seco. No início do segundo pulso tectônico do rifte, de idade Neojiquiá a Eoalagoas foi depositada a Sequência K38. Nesta fase, a intensidade do tectonismo aumentou, se propagando por toda a bacia. Ocorreu a deposição do sistema alúvio-deltaico e lacustre da Formação Coqueiro Seco, com uma alta taxa de sedimentação devido à grande subsidência da bacia. Esta sequência é composta pelos conglomerados aluviais da Formação Pitanga, pelos calcários e folhelhos da Formação Morro do Chaves, pelos arenitos da Formação Coqueiro Seco e pelos conglomerados aluviais da Formação Poção. Depositada ao final do segundo pulso tectônico do estágio rifte, a sequência K-40 é composta por conglomerados de leques alúvio-deltaicos das formações Rio Pitanga e Poção e por arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilutitos da Formação Maceió.

Supersequência Pós-rifte - De idade Neo- Alagoas, a sequência K-50 foi depositada após o início da subsidência térmica da bacia, do mesmo modo, sofreu basculamento para sudeste e ocorreu a primeira incursão marinha. Esta sequência é composta por sedimentos siliciclásticos grossos do Membro Carmópolis, evaporitos,

carbonatos microbiais e folhelhos do Membro Ibura, e intercalações de folhelhos e calcilutitos do Membro Oiteirinhos, todos incluídos na Formação Muribeca.

Supersequência Drifte - Nesta fase, a bacia apresenta subsidência térmica e a sedimentação que ocorria em condições marinhas restritas, agora passa para mar aberto. Um grande ciclo transgressivo-regressivo, com transgressões e regressões em ciclos menores, controla a sedimentação na bacia. Ao final da idade Alagoas, em consequência de uma subida do nível do mar, estabeleceu - se a sedimentação marinha franca da Formação Riachuelo, depositando calcários e folhelhos em uma rampa carbonática. Nas áreas de menor aporte sedimentar desenvolveram-se oóides e oncóides do Membro Maruim, que eram parcialmente dolomitizados, durante os rebaixamentos do nível do mar. Do Neocenomaniano ao Coniaciano ocorreu um grande evento transgressivo, cujo ápice foi no Eoturoniano, que proporcionou a deposição dos sedimentos da rampa carbonática da Formação Cotinguiba Koutsoukos (1989). No final do Coniaciano, houve um rebaixamento do nível do mar, que causou a erosão de parte das sequências subjacentes. Posteriormente houve uma mudança na sedimentação, devido a um novo evento transgressivo, passando de carbonática para siliciclástica, depositando os folhelhos da Formação Calumbi. O padrão de sedimentação configura-se progradante desde o Neo-Campaniano até o Maastrichtiano, ampliando a planície costeira e a sedimentação arenosa da Formação Marituba. Segundo Feijó (1994), no início do Terciário, o padrão de empilhamento sedimentar continuou progradacional. Entretanto, na borda da plataforma siliciclástica da Formação Marituba, foram acumulados calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro. No Plioceno, ocorre um evento regressivo que permitiu a deposição dos sedimentos siliciclásticos costeiros do Grupo Barreiras, na parte terrestre da bacia.

2.4 Formação Morro do Chaves

A Formação Morro do Chaves é definida como uma sequência carbonática lacustre. Nas porções rasas da sub-bacia de Sergipe, durante os períodos de baixo aporte sedimentar, houve a deposição das coquinas da Formação Morro do Chaves. A Formação Morro do Chaves, é aqui atribuída aos carbonatos coquinóides (coquinas) e folhelhos que ocorrem interdigitados às rochas das Formações Rio Pitanga, Poção e Coqueiro Seco. Figueiredo (1981), interpreta os pacotes de coquinas (formadas pelo acúmulo de conchas de moluscos bivalves) da Formação Morro do Chaves como o registro de antigas plataformas carbonáticas, depositadas em regiões rasas e elevadas, com pouco aporte de sedimentos terrígenos e condições de alta energia, pertencentes a um grande lago de rifte.

Este mesmo autor afirma que a sedimentação carbonática ocorreu simultaneamente à sedimentação siliciclástica da Formação Coqueiro Seco, de origem flúvio-deltaica e de leque deltaico, que pode ser associado à sedimentação de lago profundo (talude lacustre) próxima à áreas-fonte reativadas tectonicamente. Esta formação caracteriza tratos de sistema de lago baixo, transgressivo e de lago alto, sobrepostos de forma concordante as rochas siliciclásticas da Formação Penedo. Esta unidade também inclui folhelhos ricos em matéria orgânica e margas, depositados sob condições de baixa oxigenação, em lago profundo.

O pacote sedimentar de coquinas, segundo a análise de Figueiredo (1981), envolve a intercalação de grainstones, packstones e wackestones de bivalves com mudstones (raramente dolomitizados). Em certas regiões da bacia, as coquinas ocasionalmente intercalam-se com rochas terrígenas (arenitos ou folhelhos), porém, em outras áreas, há intercalações com rochas siliciclásticas de granulometria grossa, sugerindo um aporte sedimentar irregular a partir de leques deltaicos sobre uma

plataforma carbonática em águas rasas. Nas porções mais centrais do lago, essa associação faciológica progride lateralmente para margas e folhelhos calcíferos depositados após a quebra de plataforma, estas fácies, mais distais são interpretadas como registro de fluxos hiperpicnais (plumas de baixa densidade) seguidos de decantação pelágica.

O contato inferior da Formação Morro do Chaves, com a Formação Penedo, é gradativo comprovando a evolução de bancos carbonáticos sobre sedimentos siliciclásticos grossos de origem flúvio-deltaica, em intervalos de baixas taxas de subsidência (Figueiredo, 1981). O contato superior, também gradacional, com a Formação Coqueiro Seco, já evidencia um progressivo aumento na entrada de sedimentos terrígenos na bacia com a formação de sistemas flúvio-deltaicos e aluviais (Azambuja et al. 1998).

Segundo Figueiredo (1981), os sedimentos atribuídos a Formação Morro do Chaves foram depositados em um lago de água doce. Contudo, estudos geoquímicos realizados por Azambuja et al. (1998) sugeriram uma deposição sob condições salinas. Provavelmente, ciclo oscilações regulares entre solução salina e água doce ocorreram em resposta ao clima flutuante, como suportado por Thompson et al. (2015).

A Formação Morro do Chaves é de idade Jiquiá e apresenta espessuras de 50 a 350m, sendo as seções mais espessas relacionadas a blocos falhados (Azambuja et al. 1998). Azambuja et al. 1998 e definem como uma unidade carbonática intercalada com os siliciclásticos (compostos principalmente por seixos de filito, xisto, quartzo e feldspato) das formações Rio Pitanga e Coqueiro Seco. Segundo esses autores, a formação é composta por conglomerados retrabalhados por ondas e arenitos ricos em bivalves depositados em leques deltaicos próximos a bordas de falha

NE, conjuntos espessos de camadas de coquinas (bivalves e ostracodes não marinhos) e folhelhos escuros, depositados em um sistema lacustre. Durante as transgressões, a área era inundada e um grande lago se formava. Porém, durante os períodos secos, o mesmo teria um balanço hídrico negativo e algumas pequenas partes do lago tornavam-se isoladas do lago principal, favorecendo a deposição de folhelhos escuros (rico em orgânicos). Estes seriam depositados em águas relativamente rasas, como é indicado pela presença de gretas de dessecação. (Figura 8).

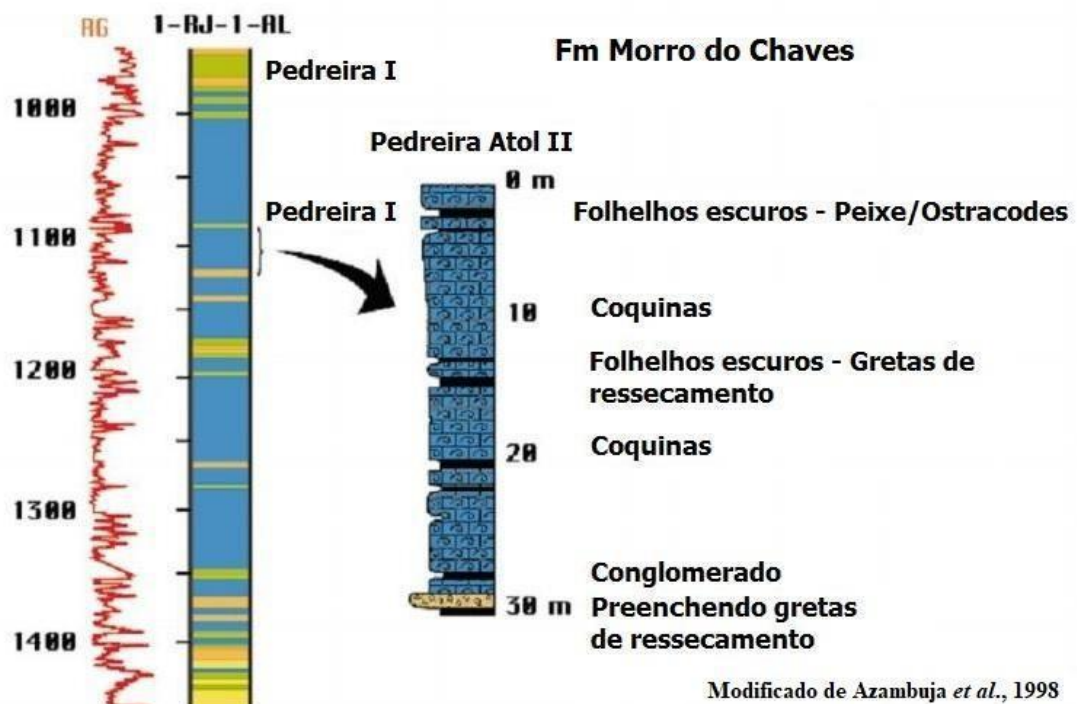


Figura 7 - Poço 1-RJ-1-AL perfurado próximo à mina da empresa CIMPOR (antiga Pedreira Atol), mostrando as intercalações e variações de proporção de coquinas, arenitos e folhelhos - Martins, L (2017) - Modificado de Azambuja et al. 1998.

Ainda segundo Azambuja et al. (1998), rápidas variações laterais de fácies e de espessuras das camadas de coquinas e de folhelhos evidenciam a influência da tectônica durante a sedimentação. A tectônica ativa controlando a distribuição de altos e baixos estruturais, sendo responsável por maiores ciclos deposicionais da formação, enquanto que as variações climáticas entre períodos áridos e úmidos controlariam os

ciclos menores. Portanto, o antigo lago teve condições ambientais bem diferentes durante a sedimentação da Formação Morro do Chaves, comprovando dessa maneira sistemas deposicionais como leque deltaico e lacustre com barras de coquinas e folhelhos, ambos progradando para o depocentro da bacia (Figura 9).

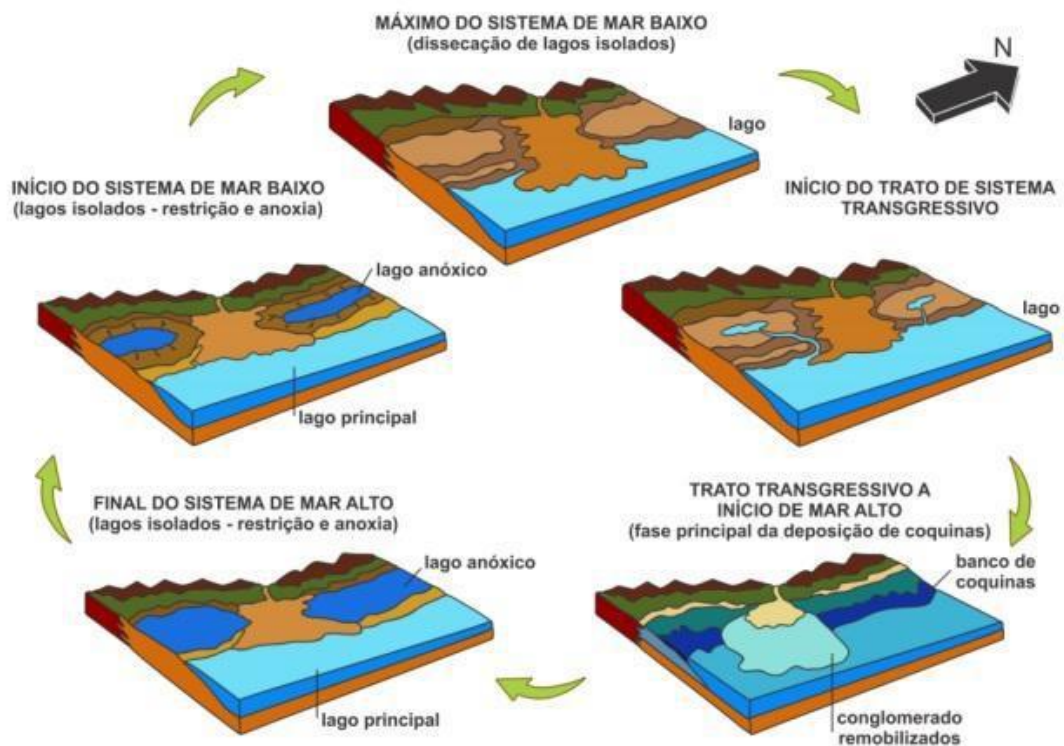


Figura 8 - Modelo evolutivo da deposição dos carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves (modificado de Azambuja Filho et al. (1998) apud Garcia, A. et al. 2015). Usa-se aqui uma terminologia de tratos de sistemas marinhos, adaptado ao contexto lacustre, atribuído a unidade pelos autores da figura original.

A fauna da Formação Morro do Chaves consiste principalmente de bivalves *Anodontophora sp.*, *Gonodon sp.*, *Psammobia? sp.*, *Nucula sp.* e *Astarte sp.*, Borges e Oliveira (1937) e pequenos gastrópodes, compondo assim as coquinas. Os folhelhos são ricos em fragmentos de peixes do gênero *Lepidontes* e *Mawsonia*, típicos de ambientes lacustres, ostracodes como os da família *Cyprididae*, comuns em ambientes subaquosos continentais também estão presentes (Souza Lima et al. 2002; Maffizzoni, 2000).

Fósseis marinhos (foraminíferos, ostracodes, bivalves, peixes e tartarugas marinhas) foram recentemente reconhecidos, sugerindo incursões marinhas episódicas na bacia (Thompson et al. 2015 e Garcia et al. 2018). Em 2013, Thompson descreveu a taxonomia dos moluscos da Formação Morro do Chaves e concluiu que a fauna marinha bivalve estava associada a gastrópodes e ostracodes não marinhos. Os níveis de mortandade de peixes e ostracodes teriam sido gerados por eventos de tempestades, que romperiam a estratificação da coluna d'água, misturando águas óxicas (onde originalmente viviam os bivalves) com anóxicas, ou pela superprodução de algas e bactérias, que resultariam na redução do oxigênio por sua decomposição (oxidação da matéria orgânica) pós-morte.

A associação esporopolínica é constituída pelas famílias Cheirolepidiaceae, Gnataceae, Schizeaceae e Sphagnaceae, que segundo Garcia (2012), sugerem o desenvolvimento do lago em uma planície (plantas herbáceas) com regiões montanhosas mais afastadas (plantas arbóreas de grande porte), sob condições de clima quente com pouca disponibilidade de água. Condições de clima seco também são apontadas por Azambuja et al. (1998), que identificou nos argilitos biomarcadores diagnósticos de águas hipersalinas, como gamacerano, fitano, isoprenóide regular C25, esqualeno e betacaroteno.

A maioria das conchas de bivalves ao longo da história geológica é composta por aragonita, inclusive duas das espécies identificadas na Formação Morro do Chaves: *Nucula* e *Astarte* sp., são compostas por aragonita, segundo Taylor et al. (2011).

Teixeira (2012) realizou um estudo faciológico da Formação Morro do Chaves por meio da descrição de testemunho perfurado na Pedreira Atol e de um perfil levantado na frente da lavra, baseando-se principalmente nas estruturas sedimentares

observadas e na fragmentação e abrasão das conchas de bivalvíos. De acordo com o autor, as acumulações bioclásticas compostas por conchas com alto grau de fragmentação, exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo, representariam antigas praias. Já acumulações compostas por conchas fragmentadas ou inteiras, exibindo estratificação pano-paralela, estratificação cruzada, gradação normal ou estrutura maciça, marcariam uma deposição nas porções proximais a distais da plataforma lacustre. Nas porções proximais, a sedimentação seria controlada por ondas e correntes induzidas por tempestade, enquanto nas porções distais, dominaria a atuação de fluxos gravitacionais induzidos por abalos sísmicos ou por tempestades. Argilitos seriam depositados em ambientes profundos, de baixa energia (Figura 10).

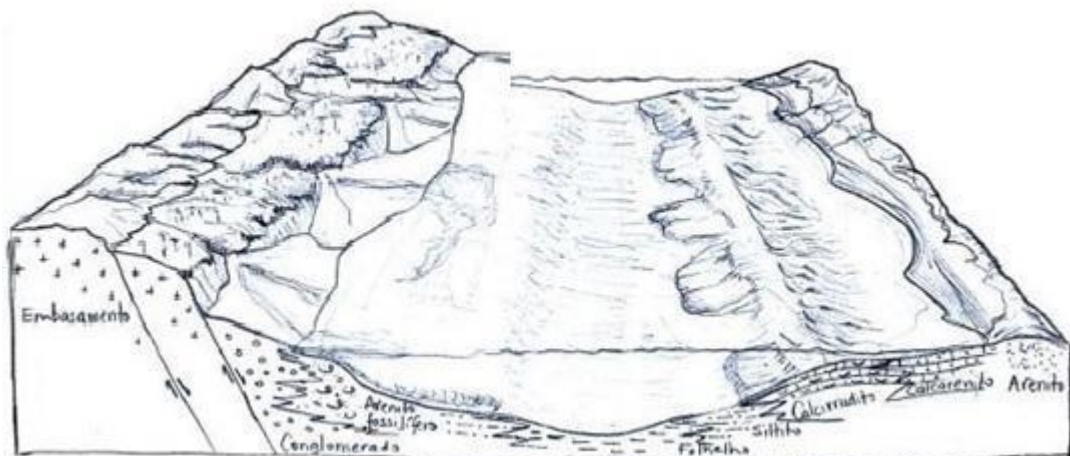


Figura 9 - Desenho esquemático proposto por Teixeira (2012) que representa o lago do rifte, o contexto tectônico e deposicional da Formação Morro do Chaves. No lado esquerdo, margem falhada do rifte (ativa), há uma sedimentação majoritariamente terrígena predominam depósitos de leques aluviais e deltaicos. No lado direito, na margem flexural, corresponde ao ambiente de deposição das coquinas, com uma sedimentação predominantemente carbonáticos, constituindo plataformas e praias bioclásticas, onde atuavam ondas e correntes de tempestade.

Tavares et al. (2015) também realizaram um estudo faciológico da Formação Morro do Chaves a partir da descrição de um perfil levantado na frente de lavra da Pedreira Atol, baseando-se principalmente na composição (presença ou ausência de micrita ou grãos terrígenos) e grau de fragmentação das

conchas, sugerindo que a fragmentação das conchas e a ausência de bivalves em posição de vida indica que os bioclastos foram transportados de várias regiões do paleo-lago, sendo depositados em praias e plataformas. Fácies com predomínio de conchas fragmentadas, sem micrita, teriam sido depositadas em barras subaquosas, acima do nível base de ação de ondas de tempo bom. A alta fragmentação das conchas e ausência de micrita indicariam um retrabalhamento constante, em um ambiente de energia moderada a alta. Fácies com conchas inteiras e presença de micrita teriam sido depositadas entre o nível base de ação de ondas de tempo bom e de tempestade. Abaixo do nível base de ação de ondas de tempestade, ocorreria a deposição de argilitos, sob condições subóxicas a anóxicas.

Chinellato et al. (2018), sugeriram um modelo deposicional baseado na análise litofaciológica e de tafofácies, também a partir da descrição de perfil levantado na frente de lavra da Pedreira Atol. Os subambientes interpretados foram: margem subaérea e águas rasas, caracterizado por argilitos apresentando gretas de ressecamento e nódulos carbonáticos, como já proposto por Azambuja et al. (1998), acumulações bioclásticas compostas por conchas desarticuladas, com valvas preferencialmente orientadas, exibindo alto grau de fragmentação e abrasão; *shoreface* inferior, dominado pela ação de tempestade, definido por concentrações compostas por conchas desarticuladas, raramente articuladas, sem orientação preferencial das valvas, exibindo baixo grau de fragmentação e abrasão e; lago profundo, marcado pela deposição de argilito laminado.

As características tafonômicas estão diretamente relacionadas com a energia do ambiente deposicional para as coquinas pertencentes a Formação Morro do Chaves, seus diferentes estágios de preservação, orientação e a presença de argila na matriz são evidências para diferenciar coquinas de tempestade e coquinas de ondas de

tempo bom como abordado por Tavares et al (2015). De maneira geral, coquinas acima de ondas de tempo bom apresentam bioclastos fragmentados, desarticulados e ausência de matriz argilosa, são compostas principalmente por rudstones, enquanto coquinas depositadas abaixo desse nível apresentam uma menor quantidade de fragmentação dos grãos e há um aumento considerável de matriz argilosa que representam os packstones e wackestones. Essa mudança pode ocorrer em escala milimétrica a métrica nos afloramentos.

Os autores Teixeira (2012), Tavares et al. (2015), associam a deposição de argilitos a ambiente profundos, enquanto Azambuja et al. (1998) e Chinellato et al. (2018) interpretam a deposição em águas rasas e calmas, sob condições de clima seco. De acordo com os autores, durante períodos secos o lago possuía um balanço negativo e algumas regiões tornavam-se isoladas. Esse modelo é baseado principalmente na presença de gretas de contração nos argilitos, interpretadas por Azambuja et al. (1998) como gretas de ressecamento.

Porém Teixeira (2012), Tavares et al. (2015), interpretam estas feições como gretas de diástase, estruturas sedimentares de origem secundária causadas pela deformação de sedimentos com diferentes competências. Em momentos de instabilidade, como durante um abalo sísmico, os sedimentos mais argilosos e mais plásticos sofreriam contração e gretamento em função da reorganização da microtrama das argilas e expulsão de água, enquanto que, quase simultaneamente, ocorreriam injeções de material liquefeito de granulometria mais grossa das camadas adjacentes. As evidências para tal interpretação seriam: (1) padrões ortogonais e sinuosos das gretas; (2) associação com estruturas de carga, indicando instabilidade e condição plástica dos sedimentos, que estariam saturados em água; (3)

preenchimento das gretas de baixo para cima e, também, de cima para baixo e; (4) laminações internas dos argilitos rompidas e arrastadas.

Chinellato et al. (2018) ainda argumentam que argilitos verdes teriam se depositado em águas rasas, na margem do lago, enquanto argilitos pretos teriam se depositado distalmente, em ambiente profundo. A interpretação do autor, assim como Azambuja et al. (1998), se baseia na presença das gretas de contração e, também, de nódulos carbonáticos no argilito verde, que segundo Chinellato et al. (2018) teriam origem pedogenética.

No trabalho de Rigquete et al (2020), a deposição de *mudstones* abaixo do nível base das ondas de tempestade está de acordo com o modelo de Tavares et al. (2015) divergindo da interpretação de Chinellato et al. (2018). Este último defende que o *mudstone* verde maciço foi depositado em condições subaéreas nas margens do lago, pois exibem gretas de ressecamento e nódulos carbonatados, associados, respectivamente, à dessecação subaérea e a solos drenados incipientes, e que apenas o arenito laminado rico em orgânicos teria se formado em um ambiente subaquático e anóxico, em lagos distais de águas profundas. No entanto, o contato gradual entre o *mudstone* laminado rico em orgânicos e o *mudstone* verde maciço e o padrão geral de empilhamento não o corroboram. As gretas de ressecamento são interpretadas como fissuras por diástase, estruturas de carga que podem ser superficialmente mal interpretadas como fissuras de dessecação, como apontado por Thompson et al. (2015).

Porto Barros et al. 2020 trazem a abordagem da diagênese, há o reconhecimento e caracterização de muitas características de alteração meteórica. A micritização é o principal processo associado à diagênese meteórica encontrada no intervalo da

coquina do Morro do Formação Chaves. O intervalo estratigráfico caracterizado por fácies palustre constitui uma superfície de exposição subaérea.

Palinomorfos de afinidades próximas com a Bryophyta (Aequitriradites) foram relatados como numa margem de lago palustre por Garcia et al. (2018), poderiam contribuir para acelerar o processo pedogénico.

No recente trabalho de Favoreto et al. 2021, existe a contribuição do entendimento do arcabouço estratigráfico, com a geração do modelo paleoambiental. Além da correlação dos testemunhos através da identificação tafonômica de superfícies estratigráficas.

3 RESULTADOS

3.1 Caracterização faciológica das coquinas no poço 2-UFRJ-SMC-01-AL

Os grãos carbonáticos reconhecidos nos testemunhos estudados da Formação Morro do Chaves são: bivalves, ostracodes, gastrópodes e etc. Os constituintes não carbonáticos são quartzo, seguidos de feldspato, pirita e óxidos de ferro.

A caracterização faciológica das rochas estudadas foram detalhadas a partir da identificação de intervalos palustres de Favoreto et al. (2021). Neste trabalho, os intervalos palustres foram reconhecidos a partir de um estudo estratigráfico e sedimentológico, porém não houve uma caracterização aprofundada das feições diagnósticas associadas à emersão e à pedogênese. Nesse sentido, foram descritas cinco fácies complementares às descritas por (Favoreto et al. 2021; Rigueti et al. 2020; Chinelatto et al. (2018); Tavares et al. 2015), as quais estão sintetizadas na (Tabela 2)

Tabela 2 - Síntese das fácies Rigueti et al. (2020), Tavares et al. (2015), Chinelatto et al. (2018), Favoreto et al. (2021) e este estudo.

Rigueti et al. (2020)			Tavares et al. (2015)			Chinelatto et al. (2018)			Favoreto et al. (2021)				Esse estudo						
Fácies	Descrição	Interpretação paleoambiental	Fácies	Descrição	Interpretação paleoambiental	Taofácies/ Fácies	Descrição	Interpretação paleoambiental	Nome	Fácies	Descrição	Características tafonômicas	Interpretação	Nome	Fácies	Descrição	Características diagnósticas	Interpretação paleoambiental	
cApp	Composto por calcarenito concordante, ou oblíquo a bedding, conchas de bivalves fragmentadas arredondadas; empacotamento denso.	Nearshore, acima da base das ondas de tempo bom	Cf	Coquina com mais de 80% de conchas fragmentadas, menos de 10% de micrita e menos de 10% de siliciclástico	Plataforma de alta energia	T1	Rudstone/grainstone bioclástico com conchas orientadas concordantemente	Margem subaérea e ambiente lacustre de água rasa	Argilito	M	Composto por 90% de argila, seguido de 10% de quartzo, biotita e ostracodes. Laminação planar-paralela e gretas de diástase. Rico em matéria orgânica, marrom escuro a verde na cor.	Orientação concordante, conchas inteiras a articuladas	Grãos siliciclásticos provenientes de ambientes continentais transportados por plumas hipopícnais depositadas por decantação no fundo do lago (Mulder e Alexander, 2001). Fissuras na diástase sugerindo tectonismo ativo durante a Associação (Favoreto e Tavares, 1997)						
						T2	Rudstone/grainstone bioclástico composto por conchas fragmentadas, intercalado com finas lentes de argilito	Margem subaérea e ambiente lacustre de água rasa	Argilito ostracode	Mo	Composto por 80-90% de argila, e 10% de muscovita, biotita, piritita framboidal, fragmentos fosfáticos e ostracodes articulados e desarticulados. Gretas de diástase são comuns. Maciço. De cor preta.	Orientação concordante, conchas inteiras a articuladas	Configurações de baixa energia, processo de decantação em área lacustre profunda (Carvalho et al., 2000; Ponte, 2006; Oliveira et al., 2019 e Rigueti et al., 2020).						
						T3	Packstone/wackestone laminado com conchas orientadas concordantemente	Margem subaérea e ambiente lacustre de água rasa, transicional para beira-mar inferior dominado por eventos de tempestade	Argilito bioclástico nodular e brechado	Mn	Composto por nódulos micríticos (2-4 mm de diâmetro), com matriz de micrita. Conchas recristalizadas e intenso processo de micritização. Gretas de ressecamento são comuns.	Orientação aleatória, articulada a conchas fragmentadas.	Exposição subaérea durante eventos únicos ou múltiplos (Freitag, 1973; Alonso-Zarza e Wright, 2010). Gretas de ressecamento são uma prova de períodos de exposição e de re-humidificação ao longo da costa - condições palustres (Freitag e Plaziat, 1982).	Fácies palustres	Fp	Argilito na fração silte/argila e minerais, como quartzo, muscovita, piritita e óxidos de Fe.	Rocha de coloração esverdeada/acinzentada (5GY 6/1; 5G 6/1), nódulos carbonáticos ocorrem dispersos (remete a um aspecto brechado). São notados estilólitos, superfícies de dissolução e a presença de piritita, algumas com hábito euédrico.	Oscilações do nível do lago com exposição subaérea local. Energia relativamente baixa, devido aos períodos de exposição. Processos pedogenéticos ocorrem.	
cRdc	Composto por calcirudito concordante, ou oblíquo a estratificado ou orientadas aleatoriamente, fragmentadas conchas de bivalves inteiras;	Perto da costa, acima da base das ondas do bom tempo	Não presente						Argilito bivalve	Mb	Composto por até 55% de lama, menos de 5% de grãos de quartzo finos a muito finos (granulação de areia grossa a muito grossa, raramente pode ocorrer seixo fino) e 40% de conchas desarticuladas, moderadas a pobremente selecionadas, empacotamento denso.	Orientação aleatória, de conchas fragmentadas, inteiras a raras.	Depósitos em ambientes de energia moderada a baixa, áreas protegidas ou abaixo da base de ondas de bom tempo (Muniz, 2013; Oliveira et al., 2019).						
cRdm	Composto por calcirudito com orientação caótica, conchas de bivalves inteiras; empacotamento denso.	Nearshore, abaixo da base das ondas de tempo bom e acima da base das ondas de tempestade	Cm	Coquina com mais de 20% de conchas fragmentadas, mais de 10% de micrita e menos de 10% de siliciclásticos	Plataforma de carbonato de alta energia. Depositional abaixo da base de onda de bom tempo e acima da base de onda de tempestade	T4	Rudstone/grainstone com conchas nãoorientadas.	Shoreface inferior dominado por eventos de tempestade	Argilito bivalve com conchas côncavas	Mcu	Compostos por 60% de lama e até 40% de conchas desarticuladas e articuladas são comuns. Empacotamento disperso. Linhas de crescimento reconhecíveis em conchas.	Orientação concordante e côncava, conchas inteiras.	Configurações de baixa energia, provavelmente em áreas protegidas (Muniz, 2013). A orientação côncava da concha pode indicar decantação após fluxos de alta energia (Kidwell et al., 1986a; Kidwell and Holland, 1991) causada por um fluxo						
						T5	Rudstone/packstone com conchas não orientadas	Shoreface inferior dominado por eventos de tempestade	Arenito	S	Composto por 90% de grãos poli-a monocristalinos de quartzo, bem classificados, muito finos a granulados de areia média, seguidos por 10% de conchas desarticuladas dispersas. Cimento carbonatado, como cimento calcítico em bloco dissolvido em torno de grãos de quartzo são observados. Laminação plano paralela.	Orientação caótica, conchas fragmentadas.	Fluxos hiperpicnais formando corrente turbidítica (Zhang e Scholz, 2015; Rigueti et al., 2020).						
nC	Carbonato nodular microcristalino	Nearshore, abaixo da base das ondas de tempo bom e acima da base das ondas de tempestade	Não presente			Não presente													
cRpm	Composto por calcirudito pobremente selecionado, com orientação caótica, conchas de bivalves fragmentadas e inteiras; empacotamento de denso a frouxo.	Offshore, abaixo da base das ondas de tempestade	Não presente			T6	Packstone/wackestone com conchas nãoorientadas	Shoreface inferior dominado por eventos de tempestade	Arenito com bivalve empacotamento frouxo	App	Composto por 70% de grãos de quartzo seguido por plagioclásio, microclina, clastos de lama, clastos metamórficos, biotita e zircão, geralmente os grãos são sub-angular a angular, de grão médio. O conteúdo de bivalves representa 30% de sua composição, com conchas desarticuladas bem selecionadas, granulação fina de seixo e empacotamento frouxo.	Orientação aleatória, de conchas inteiras a fragmentadas.	Transporte em regime de fluxo inferior (Anderson e McBride, 1996; Rigueti et al., 2020).						
cRm	Composto por calcirudito moderado a pobremente selecionado, com orientação caótica, conchas de bivalves fragmentadas e inteiras; empacotamento de denso a frouxo.	Offshore, abaixo da base das ondas de tempestade	Não presente			Não presente			Arenito com bivalve fragmentado empacotamento frouxo	Appf	Composto por 60% de grãos de quartzo e por 40% de conchas fragmentadas, areia fina a média. Bivalves com linhas de crescimento preservadas a completamente dissolvidas estão presentes.	Orientação caótica a concordante, conchas fragmentadas.	Transporte em regime de fluxo inferior (Anderson e McBride, 1996; Rigueti et al., 2020).	Calcarenito médio	CREm	Calcarenito constituída por conchas de bivalves muito fragmentadas e granulometria predominantemente na fração de areia média.	Rocha de coloração acinzentada a esbranquiçada (5Y 7/2; 5Y 8/1). Orientação caótica, níveis de cimentação/recristalização é pervasiva.		

Riguete <i>et al.</i> (2020)			Tavares <i>et al.</i> (2015)			Chinelatto <i>et al.</i> (2018)			Favoreto <i>et al.</i> (2021)				Esse estudo					
Fácies	Descrição	Interpretação paleoambiental	Fácies	Descrição	Interpretação paleoambiental	Taofácies/ Fácies	Descrição	Interpretação paleoambiental	Nome	Fácies	Descrição	Características tafonômicas	Interpretação	Nome	Fácies	Descrição	Características diagnósticas	Interpretação paleoambiental
Fv	Argilito verde, maciço	Offshore, abaixo da base das ondas de tempestade	Fv	Argilito laminado verde	Centro do lago, abaixo da base da onda de tempestade	CM	Argilito com gretas de contração	Margem subaérea e ambiente lacustre de água rasa	Arenito com bivalves e conchas côncavas	Acd	Composto por até 50% de quartzo, biotita, microclina, plagioclásio, granulação fina a média. Os bivalves representam 50% das conchas desarticuladas, moderadas a mal selecionadas, areia muito grossa a granulação	Orientação concordante e côncava para baixo, conchas inteiras a fragmentadas.	Transporte em regime de fluxo inferior (Anderson e McBride, 1996; Riguete <i>et al.</i> , 2020).					
Forg	Argilito rico em matéria orgânica, finamente laminado	Offshore, abaixo da base das ondas de tempestade	Fp	Argilito/siltito preto laminado	Centro do lago, abaixo da base da onda de tempestade	LSM	Argilito arenoso laminado	Depósito distais, em águas profunda	Arenito bivalve fragmentado	Af	Composto por até 40% de grãos poli- a monocristalinos de quartzo, seguido por microclina, biotita, clastos de lama, zircão raro e 60% de bivalves fragmentados. A diminuição de bivalves até o tamanho de micrita, pode ocorrer. Associado à zona de falha	Orientação caótica, conchas muito fragmentadas.	Migração de dunas subaquáticas em regime de fluxo inferior (Harms <i>et al.</i> , 1982; Tavares <i>et al.</i> , 2015).					
cRdlc	Composto por calcirrudito bem a moderadamente selecionado, concordante ou oblíqua a bedding, concave up, conchas de bivalves fragmentadas	Fluxo Hiperpicnal	Cfi; Cmi	Coquina com mais de 40% de conchas fragmentadas, menos de 10% de micrita e mais de 10% de siliciclastos. Coquina com mais de 20% de conchas não fragmentadas	Delta lacustre em plataforma de alta energia	Não presente			Arenito bivalve	Ab	Composto por 30% de quartzo seguido de biotita, microclina, plagioclásio, clastos de rochas metamórficas e 70% de conchas desarticuladas, areia muito grossa a granulada.	Orientação concordante e côncava para baixo, conchas inteiras a fragmentadas.	Ambiente de alta energia, com ação constante das ondas (Renault e Gierlowski-Kordesch, 2010).					
cRcl	Composto por calcirrudito bem selecionado, concordante ou oblíqua a bedding, concave up, conchas de bivalves fragmentadas e	Fluxo Hiperpicnal				Não presente			Arenito bivalve moderado a pobremente selecionado	Aps	Composto por 20% de quartzo poli e monocristalino (moderadamente selecionado), microclina, clastos raros de rochas metamórficas e clastos de lama esmagados estão presentes. O teor de bivalves representa 80% e é composto por conchas	Orientação caótica, conchas inteiras	Ambientes de moderada a baixa energia, áreas protegidas ou abaixo da base de ondas de tempo bom (Muniz, 2013; Oliveira <i>et al.</i> , 2019).	Calcirrudito	CRU	Calcirrudito constituída por conchas de bivalves muito fragmentadas e granulometria predominantemente na fração de grânulo a seto fino.	Rocha de coloração acinzentada/esbranquiçada (SY 7/2; SY 8/1), pobremente selecionado, a porosidade apresenta-se alta em uma das camadas (foi possível observar uma dissolução pervasiva das valvas).	Oscilações do nível do lago com exposição subbierea local.
Sc	Arenito moderadamente a mal selecionado, de granulação média a muito grossa; estratificação cruzada	Fluxo Hiperpicnal	Não presente			Não presente			Grainstone bivalve arredondado	Gr	Composto por 10% de grãos de quartzo poli- a monocristalino, biotita, microclina, plagioclásio e clastos vulcânicos. O teor de bivalves representa 90% de sua composição e conchas arredondadas e bem selecionadas foram reconhecidas, empacamento	Orientação concordante, arredondada, conchas inteiras a fragmentadas.	Conchas muito fragmentadas e retrabalhadas estão relacionadas a ambientes rasos, com correntes e ondas (Folk, 1962; Muniz, 2013; Oliveira <i>et al.</i> , 2019).					
Scl	Arenito bem selecionado, de grão fino a médio; laminação cruzada	Fluxo Hiperpicnal	Não presente			Não presente			Rudstone bivalve bem selecionado	Rws	Composto por até 10% de grãos de quartzo poli-monocristalino, biotita, microclina, plagioclásio e intraclastos de mudstone. O conteúdo de bivalves representa 90% de sua composição e conchas arredondadas foram descritas, bem selecionadas, empacotamento moderado a denso, areia grossa a granulada.	Orientação concordante, conchas inteiras a fragmentadas.	Migração de dunas subaquáticas em regime de fluxo inferior (Harms <i>et al.</i> , 1982; Tavares <i>et al.</i> , 2015).					
Sg	Arenito bem a moderadamente selecionado, de granulação muito fina a média; graduado ou maciço;	Fluxo Hiperpicnal	Não presente			Não presente			Grainstone bivalve mal selecionado e fragmentado	Gsf	Composto por menos de 5% de quartzo, muito fino a granuloso fino, sub-arredondado. O teor de bivalves representa 95% de sua composição e, conchas inteiras a fragmentadas estão presentes, empacotamento denso. Foram reconhecidos bioclastos de	Orientação oblíqua a concordante, conchas inteiras a fragmentadas.	Depósito formado por correntes e ondas induzidas por tempestades (Carvalho <i>et al.</i> , 2000 e Janhert <i>et al.</i> , 2012) e processos de peneiramento (Kidwell <i>et al.</i> , 1986a).	Calcarenito fino	CREf	Calcarenito constituído por conchas de bivalves muito fragmentadas e granulometria predominantemente na fração de areia fina.	Rocha de coloração acinzentada (SY 7/2), presença pontual de estilólitos e pirta (algumas apresentam hábito euédrico), em algumas camadas é possível reconhecer alguns nódulos carbonáticos dispersos, que remete a um aspecto brechado.	?
Sdl	Arenito bem selecionado, de granulação muito fina; laminação divergente de baixo ângulo	Fluxo Hiperpicnal	Não presente			Não presente			Calcário cristalino	Lc	Composto por 100% de bivalves fragmentados e conchas intensamente recristalizadas. Esta fácies é identificada como rochas com tecido precursor indeterminado.	Conchas fragmentadas (?).	Processos pós-deposicionais causados por diagênese podem ocorrer em subsuperfície meteórica ou profunda onde a temperatura, pressão, fluxo de fluido e química têm uma forte influência (Morrow e McIlreath, 1990; James e Choquette, 1990).					
									Brecha	B	Composto por 100% de carbonato cristalino de possíveis bivalves, e clastos de lama. Associado à zona de falha.	Conchas muito fragmentadas.	Processos tectônicos pós-deposicionais causados por tectonismo ativo na fase rife da bacia (Campos Neto <i>et al.</i> , 2007).	Calcarenito grosso	CREg	Calcarenito constituído por conchas de bivalves muito fragmentadas e granulometria predominantemente na fração de areia grossa.	Rocha de coloração acinzentada (SY 7/2), rocha mostra um conteúdo de cimento carbonático entre os grãos, além de uma alta recristalização. Ocasionalmente, costuma-se encontrar porções da rocha e grãos silificados.	?

Foram identificadas cinco fácies, compostas por calcarenito fino, calcarenito médio, calcarenito grosso, calcirruditos e calcilutitos. Os calcarenitos e calcirruditos são constituídos por conchas de bivalvíos de diferentes granulometrias. Os calcarenitos foram subdivididos em três: calcarenito fino, calcarenito médio e calcarenito grosso. A fácies calcilutito apresentam feições palustres associadas à emersão e pedogênese.

3.1.1 Fácies Calcarenito fino

Diagnose – Calcarenito fino composto por bivalvíos fragmentados.

Descrição – Rocha de coloração acinzentada (5Y 7/2), pontualmente apresenta aspecto oxidado (5YR 6/4) coloração de ferrugem. A espessura média das camadas varia de 0,3m a 0,8m. Constituída por bioclastos (conchas de bivalvíos). Alguns níveis são marcados de cimentação (coloração azulada; 5B 7/1). As conchas de bivalvíos estão desarticuladas e muito fragmentadas a parcialmente inteiras, apresentam bordas arredondadas a subangulosas e granulometria variando de areia fina a média (0,2mm a 0,4mm).

De modo geral, a rocha é bem a moderadamente selecionada e o empacotamento varia de frouxo a denso. Os fragmentos bioclásticos apresentam - se sem orientação. Estruturas sedimentares (laminações incipientes), (Figura 20) foram observadas. Presença pontual de estilólitos e pirita (algumas apresentam formato euédrico), em algumas camadas é possível reconhecer nódulos carbonáticos dispersos, que remetem a um aspecto brechado. Os principais tipos de poros presentes nesta litofácies são poros vugulares e móldicos. A porosidade visual é de 5 a 10%.

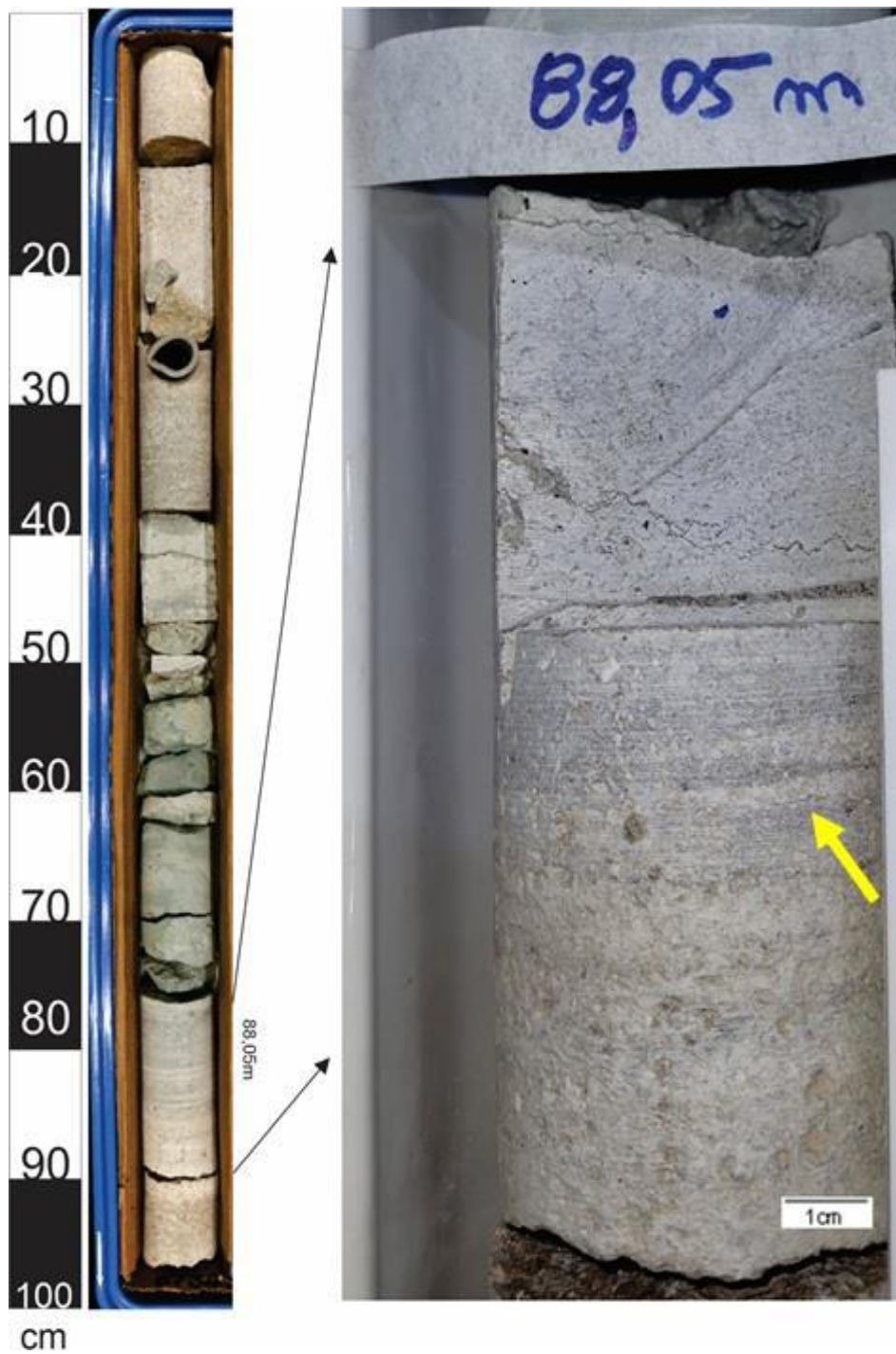


Figura 10 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 88,05 metros - fácies calcarenito fino, destaque para laminações plano-paralelas incipientes (seta amarela).

3.1.2 Fácies Calcarenito médio

Diagnose – Calcarenito médio composto por bivalvíos fragmentados.

Descrição – Rocha de coloração acinzentada a esbranquiçada (5Y 7/2; 5Y 8/1). A espessura média das camadas varia de 0,5m a 1,00m. Constituída por bioclastos (conchas de bivalvíos). Os bivalvíos apresentam-se desarticuladas e muito fragmentadas a parcialmente inteiras, apresentam bordas arredondadas a subangulosas e granulometria variando de areia fina a média (0,2mm a 0,4mm). Em geral, a rocha é moderadamente a pobremente selecionada e o empacotamento é denso. Estruturalmente, os fragmentos bioclásticos apresentam - se sem orientação. Existem níveis onde a cimentação é pervasiva. Maciça com estilolito com alta amplitude entre (83,05m a 83,60m). (Figura 21).

Os principais tipos de poros presentes nesta litofácies são poros vugulares e móldicos, seguidos de poros interpartícula e intrapartícula. A porosidade visual é de 5 a 10%.



Figura 11 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 88,30 metros -fácies calcarenito médio, transição amena da coloração em creme para um acinzentado, com leve laminação plano – paralela, porosidade vugular incipiente (indicado pelas setas amarelas).

3.1.3 Fácies Calcarenito grosso

Diagnose – Calcarenito grosso composto por bivalvíos fragmentados.

Descrição – Rocha de coloração acinzentada (5Y 7/2), variando de acinzentado mais escuro com níveis pontuais azulados (5B 7/1) (manchas de cimentação). Níveis

pontuais com aspecto que remete a oxidação (lembrando ferrugem) óxidos/hidróxidos de ferro. A espessura média das camadas varia de 0,8m a 1,50m.

Constituída por bivalvíos, fragmentos metamórficos e alguns peloides argilosos indiferenciáveis. Os bivalvíos estão desarticulados e muito fragmentados a parcialmente inteiros, apresentam bordas arredondadas a subangulosas e granulometria variando de areia grossa a muito grossa com alguns grânulos finos (0,7mm, 1,00mm a 2,00mm). As valvas são desarticuladas, porém na petrografia é possível observar algumas valvas articuladas. O topo de algumas camadas apresenta granodecrescência ascendente. Apresenta um nível no topo da camada com orientação *concave up*, uma maior dissolução pode ser observada. De modo geral, os fragmentos bioclásticos apresentam - se sem orientação. Majoritariamente a rocha é moderadamente selecionada e o empacotamento é denso. (Figura 22)

Quanto à cimentação, incluso nos limites visuais da macroscopia, a rocha mostra um numeroso conteúdo de cimento carbonático entre os grãos. Em alguns locais do testemunho, a cimentação é intensa, dificultando o reconhecimento dos bioclastos, além de preencher o espaço poroso. Os poros móldicos e vugulares são abundantes, devido a dissolução seletiva das conchas de bivalvíos e alargamento de poros pré-existentes. Os principais tipos de poros presentes nesta litofácies são, poros vugulares e móldicos seguidos de poros interpartícula e intrapartícula. A porosidade visual é de 5 a 10%.

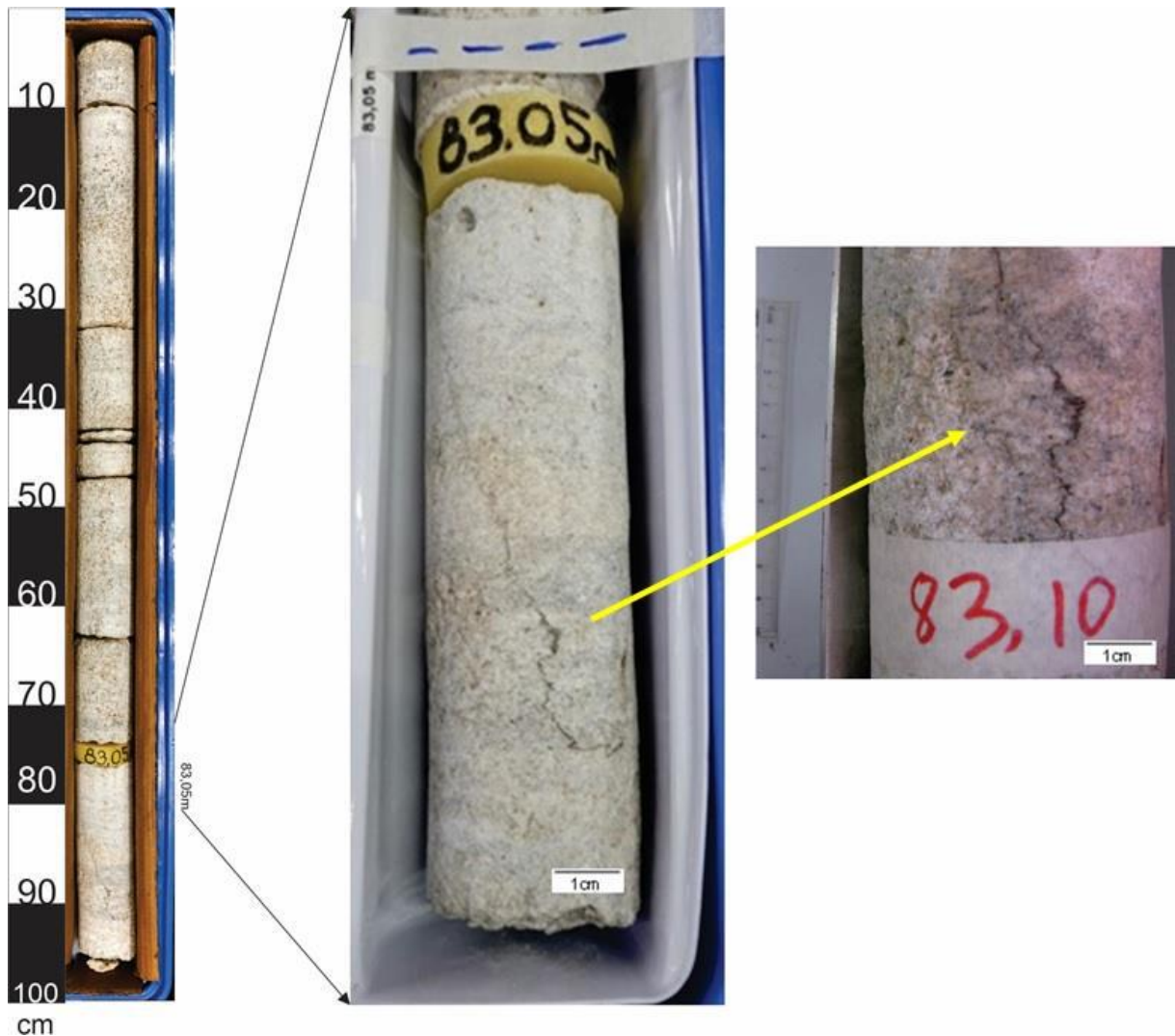


Figura 12 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 83,10 - fácies calcarenito grosso, em destaque à direita um estilolito tectônico (indicado pela seta amarela).

3.1.4 Fácies Calcirrudito

Diagnose – Calcirrudito composto por bivalvíos fragmentados.

Descrição – Rocha de coloração acinzentada/esbranquiçada (5Y 7/2; 5Y 8/1), variando de acinzentado mais escuro com níveis pontuais azulados (5B 7/1) (manchas de cimentação). Níveis pontuais com aspecto que remete a oxidação (lembrando ferrugem). A espessura média das camadas varia de 0,5m a 0,75m. Representando um calcirrudito fino, com granulometria variando de grânulo a seixo fino.

Composto por conchas de bivalvíos e raros intraclastos indiferenciáveis. As conchas encontram – se parcialmente fragmentadas, sem orientação aparente, mas existe um nível de dominância concordante horizontal *concave down* (Cu). Kidwell et al. (1986).

A porosidade apresenta-se alta em alguns níveis, com dissolução pervasiva das valvas e, a porosidade é mais baixa na parte que a cimentação é maior, onde a recristalização dos bioclastos é bem alta, atribuindo à rocha um aspecto maciço. De modo geral, os poros são dos tipos: interpartícula, móldica e vugular. A porosidade visual é de aproximadamente 10%. (Figuras 23 e 24)

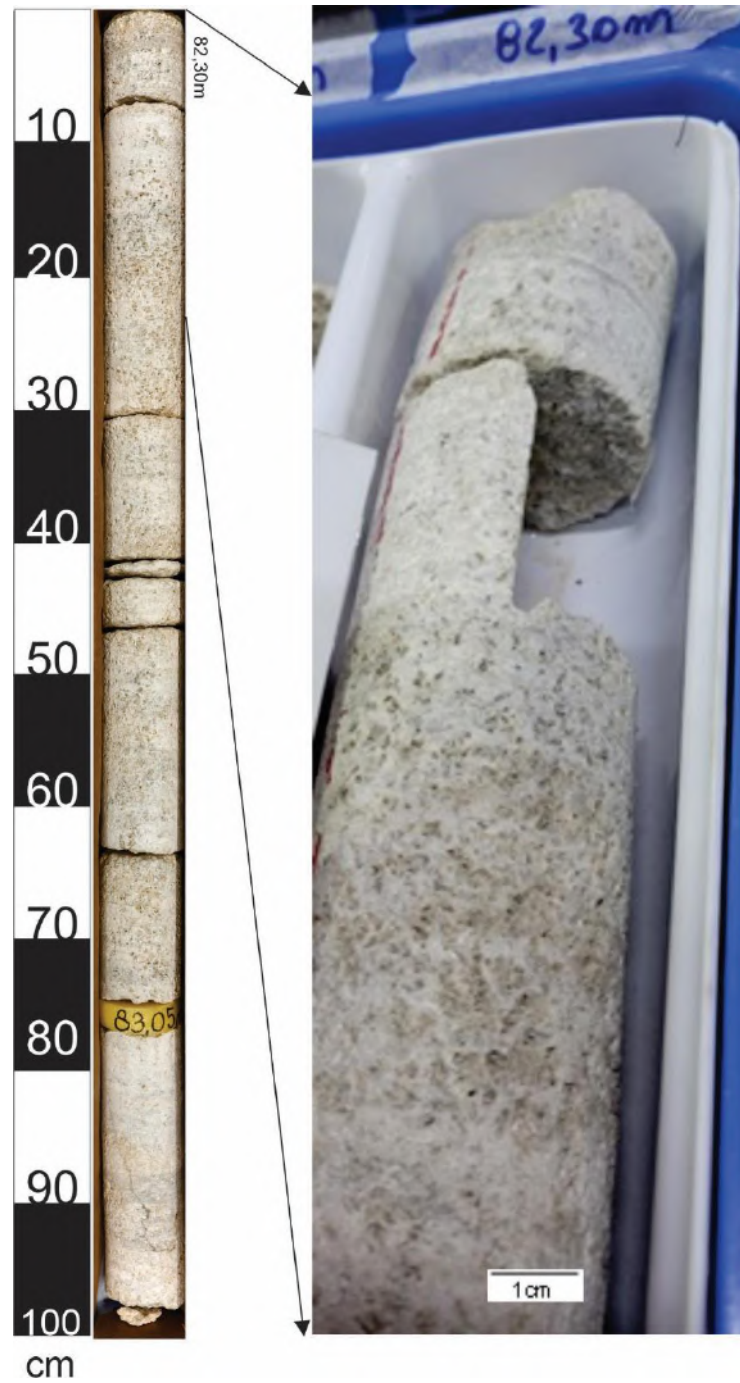


Figura 13 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 83,30m - fácies calcirrudito, porosidade apresenta-se alta em alguns níveis, com dissolução pervasiva das valvas.

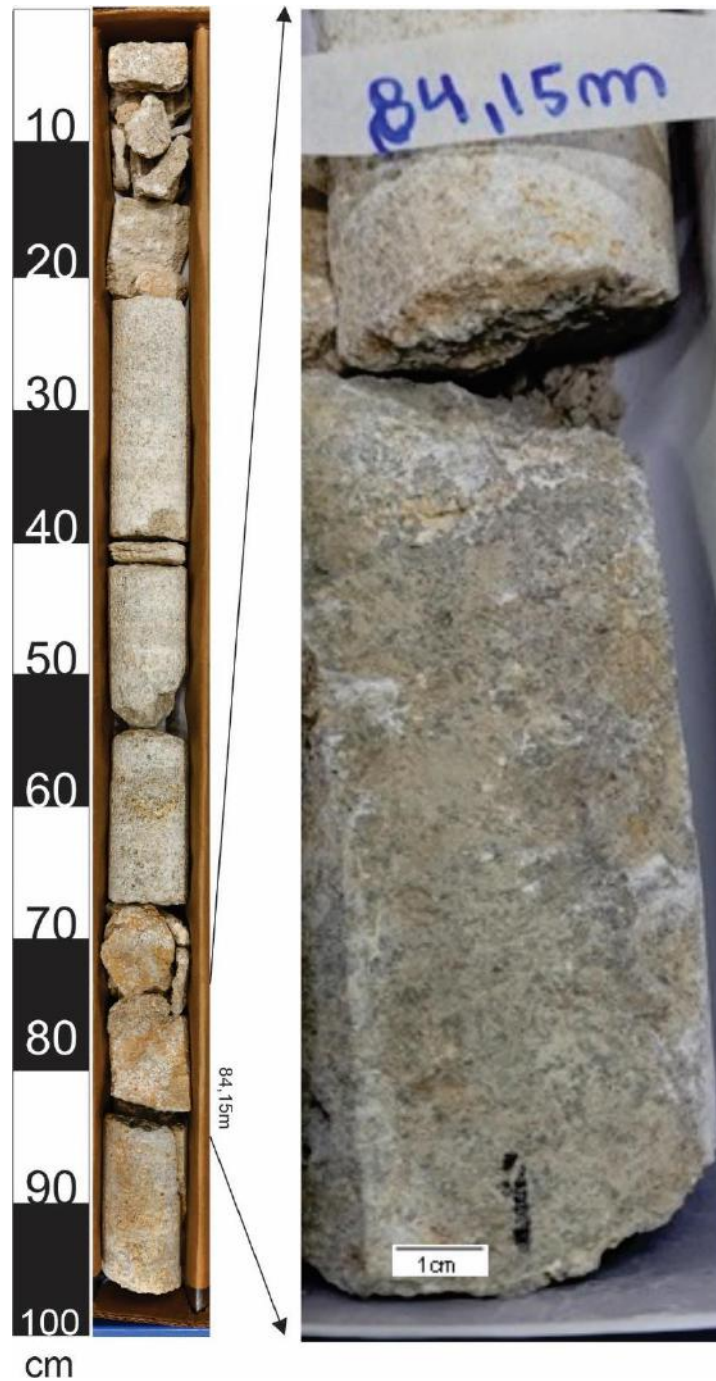


Figura 14 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 84,15m - fácies calcirudito, é possível observar a granulometria grossa.

3.1.5 Calcilutito

Diagnose – Argilito composto por lama carbonática e terrígenos, com bivalvíos fragmentados.

Descrição – Rocha de coloração esverdeada/acinzentada (5GY 6/1; 5G 6/1), com espessura média das camadas variando de 0,35m a 0,87m. Composta por lama e/ou argila e, valvas de bivalvíos dispersas, com orientação (*concave up*). Há presença de estilólitos indicando compactação química.

Ocorre também camada menos espessa (aproximadamente 9cm) com coloração cinza/esverdeada (5GY 7/2), contendo nódulos carbonáticos dispersos (remete a um aspecto nodular/brechado), quartzo, muscovita, óxidos de ferro e pirita, algumas com hábito euédrico. Há estilólitos sendo uma possível superfície de dissolução. No interior desta camada ocorre um nível de calcarenito muito fino com possível reconhecer alguns bivalvíos, presença de manchas de cimentação. A porosidade é baixa, com raros poros de fratura e vugulares. Ocorrem fraturas preenchidas por lama e argila. (Figura 25 e 26)

A mudança entre o calcarenito e o calcilutito é transicional e a amostra apresenta aspecto nodular/brechado. Nodulização detalhada no tópico 6.2.1.



Figura 15 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 87,70m - fácies palustres, observar o aspecto nodular/brechado dessa amostra, presença de pirita euédrica (indicado pela seta amarela).



Figura 16 - Fotos dos testemunhos de sondagem do poço UFRJ-2-SMC-01-AL – profundidade 87,70m - fácies palustres, observar o aspecto nodular/brechado mencionado na figura anterior (Figura 25).

3.2 Feições associadas à emersão e pedogênese reconhecidas na Formação Morro do Chaves

Foram reconhecidas nove feições associadas à emersão e pedogênese que caracterizam períodos de maior contração do sistema lacustre nos quais as fácies

foram depositadas. As descrições detalhadas das características diagnósticas do sistema palustre estão descritas a seguir.

3.2.1 Nodulização

No intervalo estudado, foram descritos nódulos de composição micrítica. Ocorrem envoltos em uma matriz silte argilosa e apresentam concentrações pontuais de pirita.

Alguns “nódulos” são formados a partir da concentração de material terrígeno infiltrado junto com fragmentos de clastos, fragmentos de bivalvíos e fragmentos de ostracodes.

São maciços e podem estar associados com fissuras. Fissuras ou fraturas ocorrem das bordas para o centro e comumente estão preenchidas por microesparita e calcita espática recristalizadas. Sua geometria e dimensões dependem do tamanho do nódulo, mas podem representar até um terço de sua largura e espessuras de escala micrométricas.

Apresentam uma coloração acinzentada a preta (5YR 2/1) remetem ao tipo de solo gley na pedologia. Algumas fissuras irregulares de cor esbranquiçada (N8) também podem ser observadas no interior do cilindro de rocha (cujo diâmetro mede aproximadamente 4mm).

A partir da análise de lâminas petrográficas foi identificada a presença de nódulos associados a ostracodes, bivalves com micritização parcial à total. Estes bioclastos ocorrem envolvidos por uma matriz silte argilosa, cristais de calcita recristalizada. Os nódulos apresentam diferentes morfologias e tamanhos. Apresentam-se subarredondados e seus tamanhos podem variar de 2 a 8mm com uma largura média indo de 1 a 2,5mm. (Figura 27).

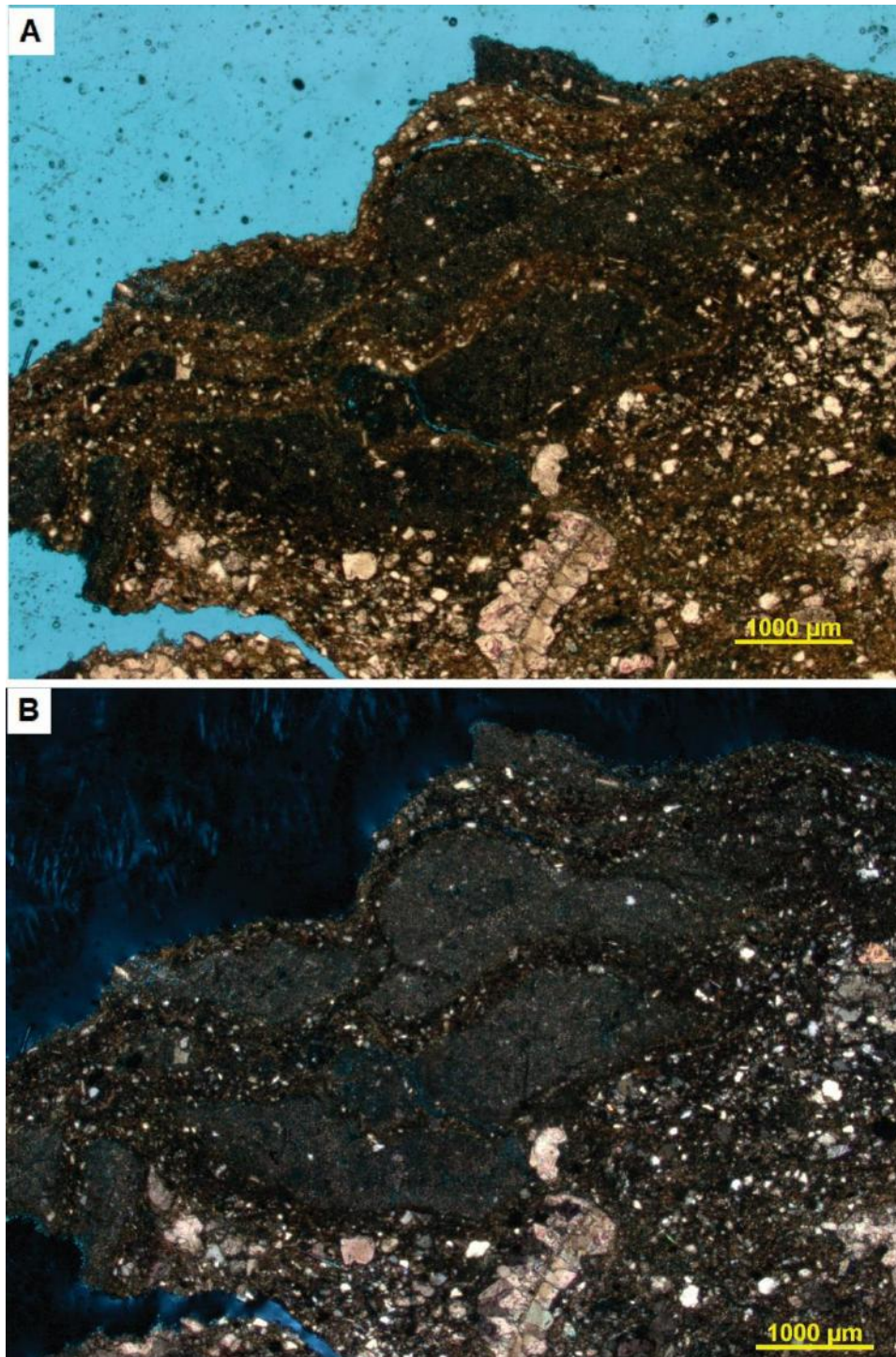


Figura 17 - A - Aspecto petrográfico de nódulo composto por matriz lamosa, conteúdo siltes e areia siliciclástica com fragmentos de bioclastos recristalizados e fragmentos micritizados - polarizadores paralelos -5x – 86,80m; **B** – mesma imagem sob polarizadores cruzados - 5x – 86,80m.

3.2.2 Pseudomicrocarste

Nas lâminas, a feição pseudomicrocarste apresenta-se envolta numa matriz micritica. O comprimento varia de 1mm a 5mm, e em diâmetro de 0,5mm a 3mm. As cavidades podem ser verticais ou horizontais e pode ou não ser conectados entre si. Apresentam morfologias irregulares e a maioria encontra-se preenchida por calcita espática. (Figura 28)

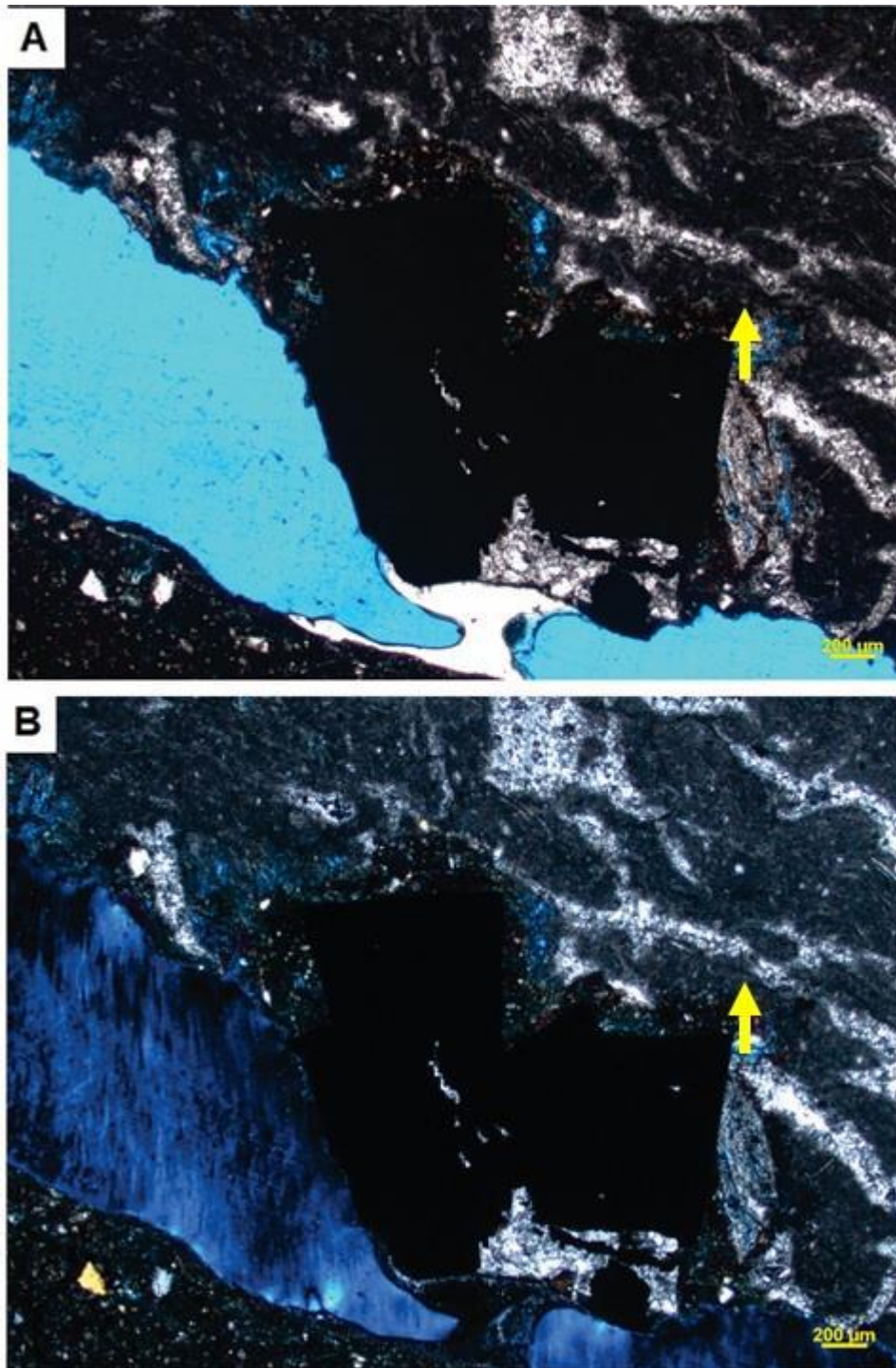


Figura 18 - A - Feição pseudomicrocarste (em destaque pela seta amarela), piratas com hábito euédrico estão presentes no centro da imagem – polarizadores paralelos -2,5x – 87,70m; **B** - mesma imagem de A com polarizadores cruzados -2,5x – 87,70m.

3.2.3 Gretas circum-granulares

As gretas que formam a textura de pseudomicrocarste ocorrem em meio a uma matriz argilosa, composta por sedimentos terrígenos.

No presente estudo, apenas uma morfologia foi identificada, a circum-granular que apresentam – se de forma irregular com um formato “anastomosado”. O comprimento pode variar de 1,2mm a 3,0mm com largura média de 0,4mm. Tem como associação, nódulos, pseudomicrocarste e ostracodes. (Figura 29 e 30).

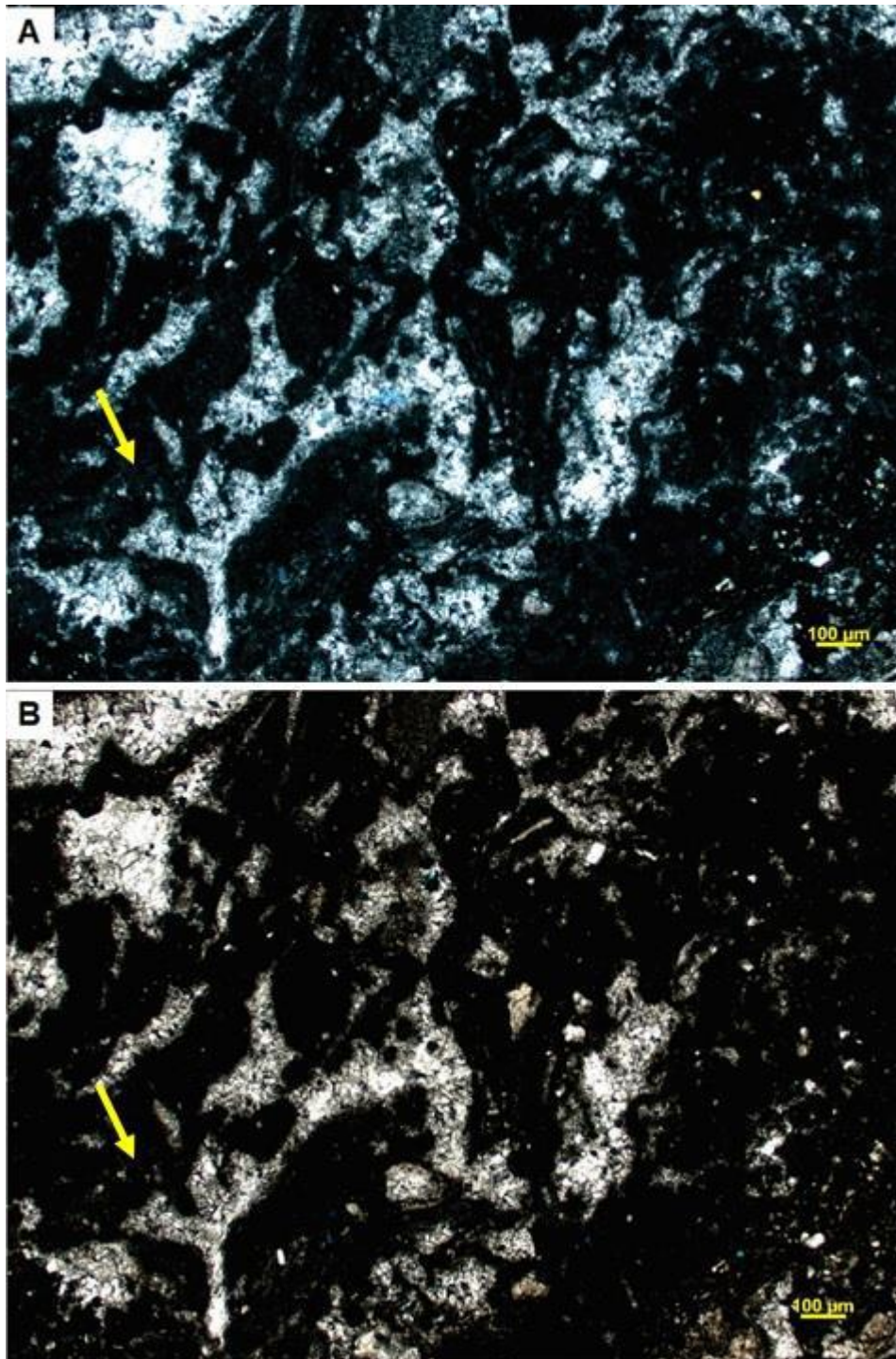


Figura 19 - A – Observar as gretas circum-granulares (em destaque pela seta amarela) – polarizadores paralelos – 5x - 87,70m; **B** - mesma imagem de A com polarizadores cruzados.

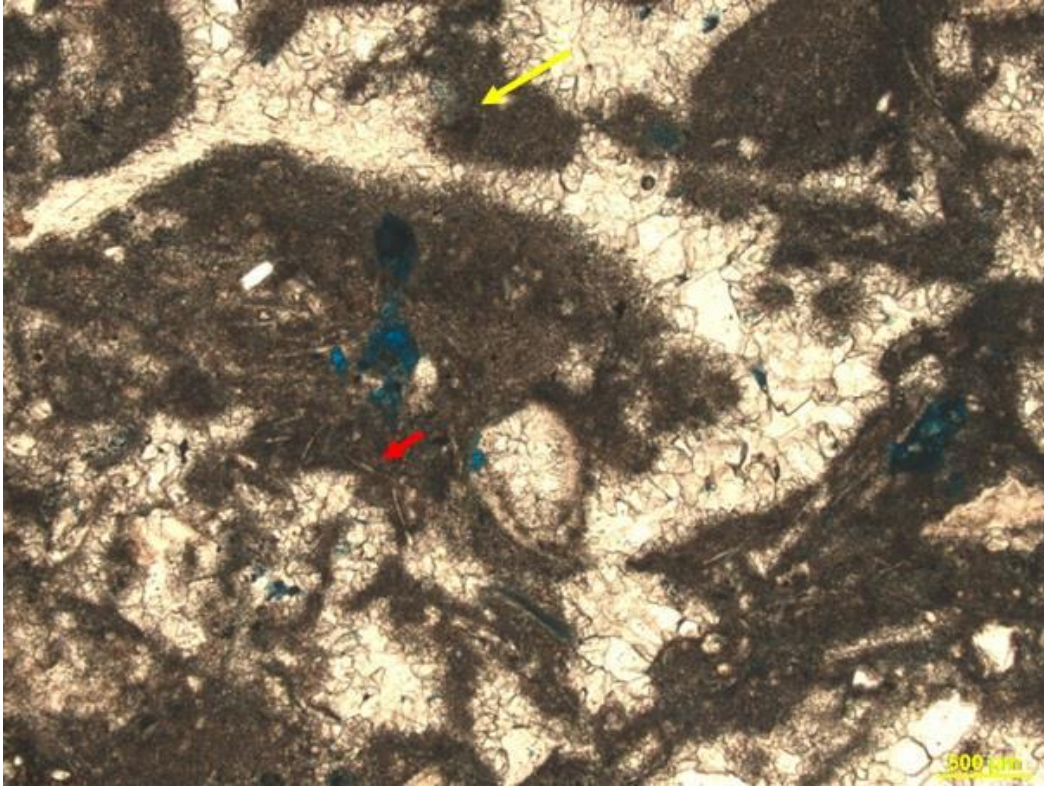


Figura 20 - Greta circum granulares preenchida por calcita espática recristalizada (indicada pela seta amarela). Alguns fragmentos de valvas de ostracodes podem ser observados (indicado pela seta em vermelho) – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m.

3.2.4 Textura mosqueada ou marmorizada

Feição composta por um material fino que assemelha - se a uma argila de iluviação (infiltração), a coloração é acastanhada/bronze (10R 4/6). Esta feição ocorre em meio a lama carbonática e material terrígeno. (Figura 31).

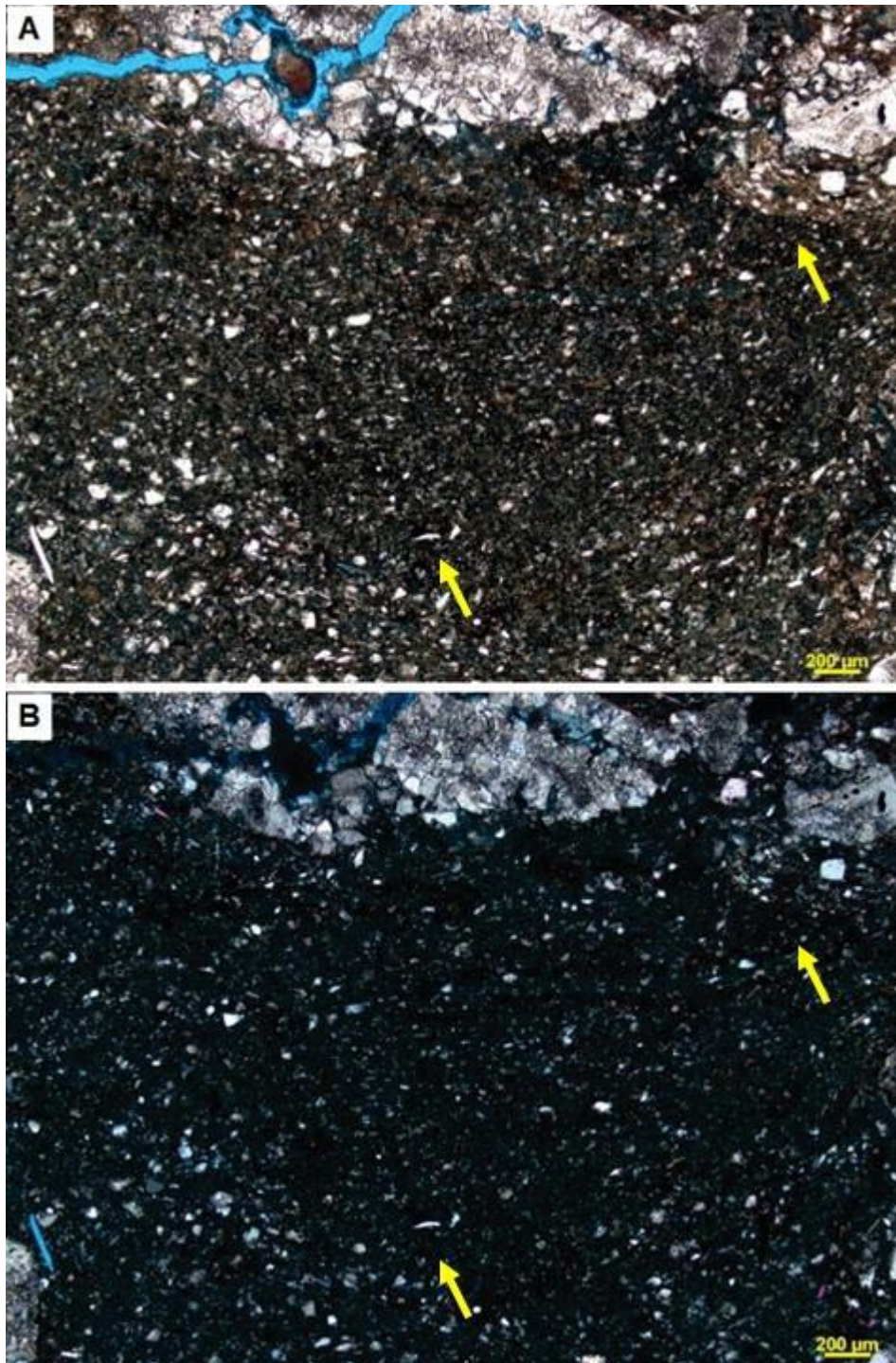


Figura 21 - A – Infiltração de material terrígeno, indicada pela seta amarela. A parte superior da imagem mostra fragmentos de bivalvíos e não o material infiltrado – 5x – polarizadores paralelos – 86,80m – **B** - mesma imagem de A com polarizadores cruzados.

3.2.5 Biosferóides de minhocas (EBS) ou biosferóides esparíticos

São carbonatos de cálcio que apresentam-se na forma de pequenos esferóides. Os tamanhos variam de 0,2mm a 0,3mm em média. É semelhante a um geodo, porque é constituído por cristais de calcita no formato centrípeto com cristais menores no núcleo central. Embora o carbonato de cálcio seja produzido pela maioria das espécies de minhocas, a coesão e o tamanho do produto excretado variam. (Figura 32).

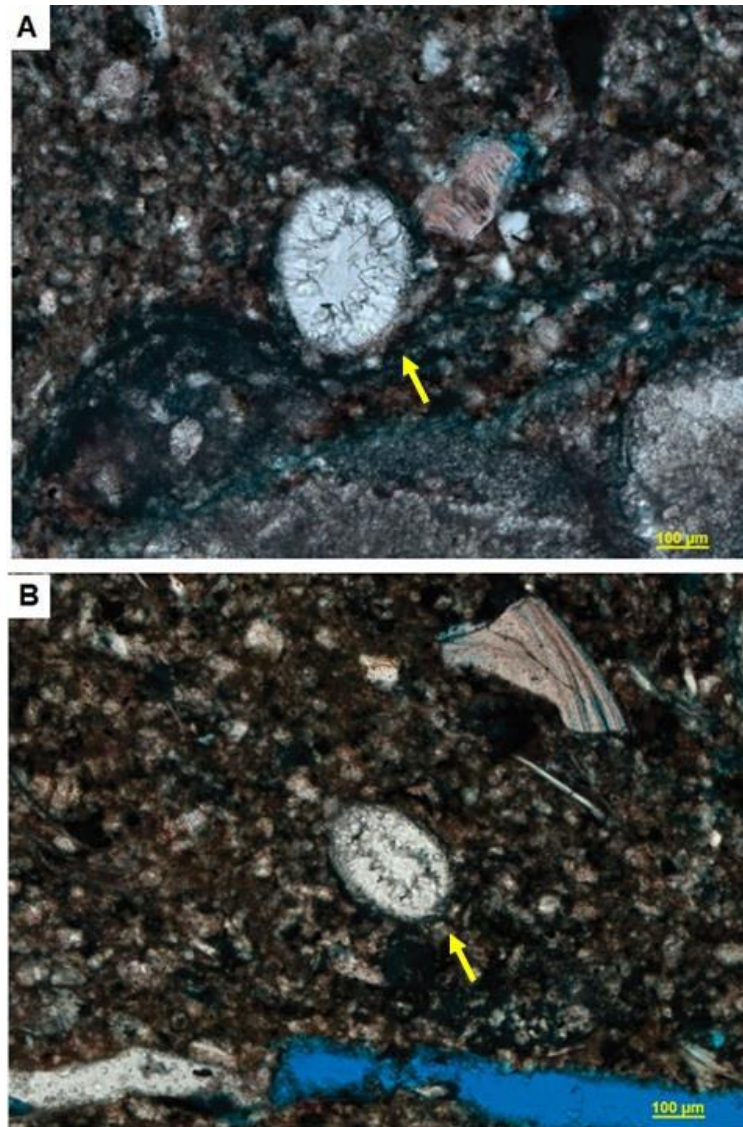


Figura 22 – **A** – Biosferóide de minhocas (EBS) em meia a uma matriz terrígena – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m; **B** – Outro exemplar de biosferóide – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m.

3.2.6 Ostracode

Ocorrem desarticulados, apresentam a forma de uma elipse achatada, em média os tamanhos variam de 0,3mm a 0,4mm. Também ocorrem de maneira desarticulada e horizontalizada pela compactação da rocha ou ainda como (fragmentos das valvas de ostracodes), imersos em lama carbonática (micrita) e em material terrígeno. (Figura 33).

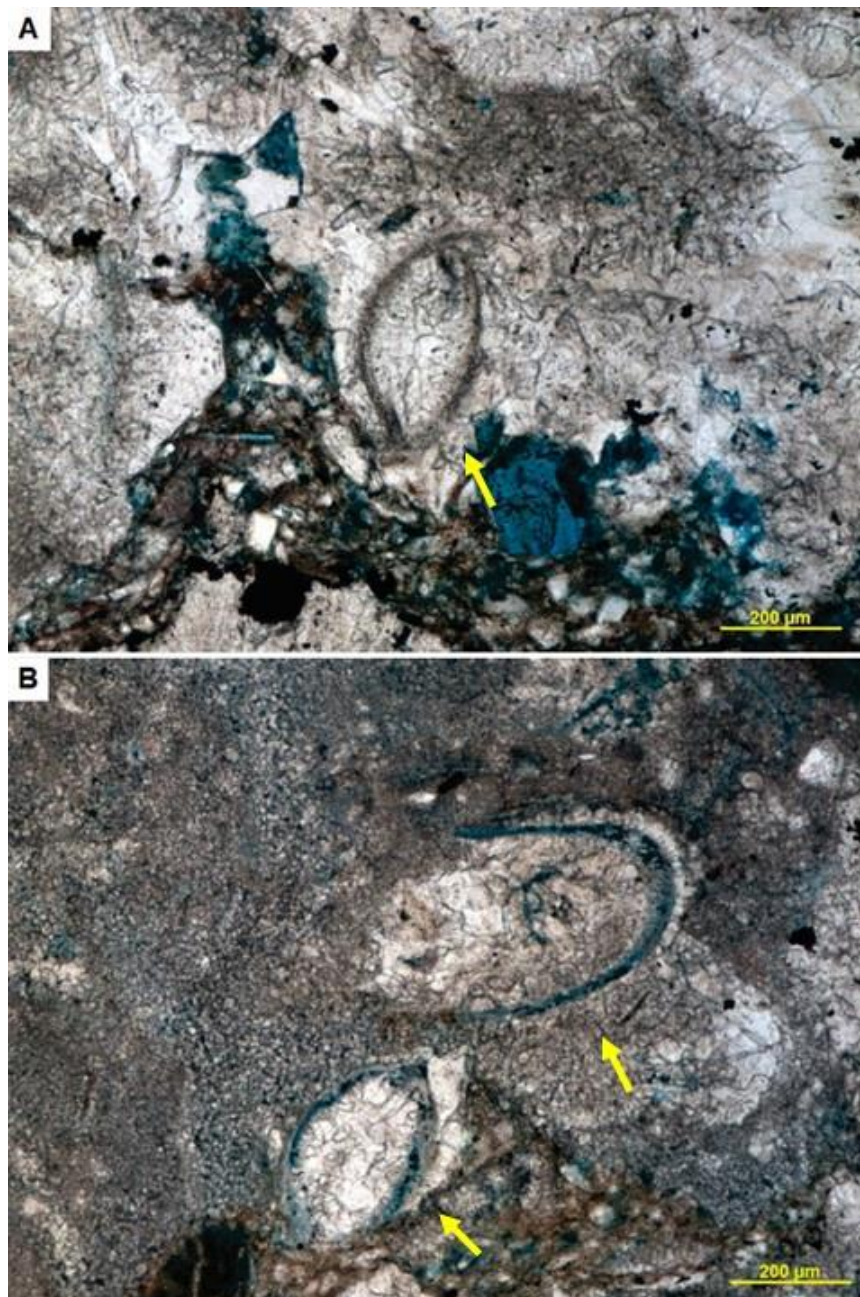


Figura 23 – A – Ostracode articulado (indicado na seta em amarelo) – 10x – polarizadores paralelos – 86,80m; **B** – Dois ostracodes como (indicado pela seta em amarelo) – 10x – polarizadores paralelos – 86,80m.

3.2.7 Microcodium

O exemplar de microcodium encontrado apresenta intensa modificação diagenética que alteraram seu aspecto original. Neste podem ser observados prismas de calcita descontínuos, reliquiáres em forma de pétalas. Seu tamanho é de

aproximadamente 2,4mm. Existe também a possibilidade de ser uma franja prismática recristalizada, sob um fragmento de bilválvio micritizado, fica esse questionamento. (Figura 34).

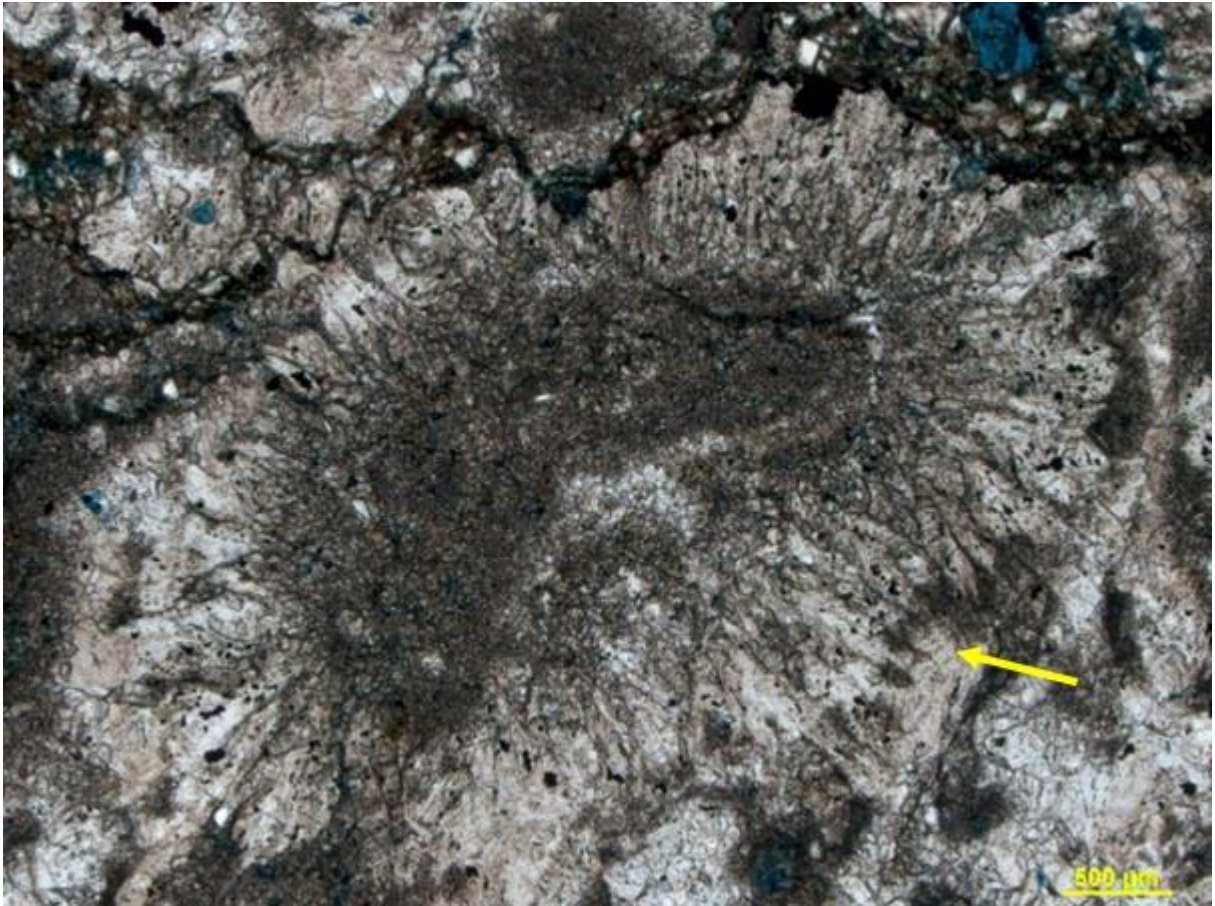


Figura 24 – Microcodium com prismas de calcita ao redor (em forma de pétala, como indicado pela seta em amarelo). – 10x – polarizadores paralelos – 87,70m.

3.2.8 Rizólitos

Sua aparência é disforme (uma estrutura predominantemente vertical) produzidos por calcificação dentro e ao redor das raízes, e seu interior encontra-se preenchido por calcita espática recristalizada. Seu comprimento é de 10mm e seu diâmetro médio varia de 0,5mm a 1mm. (Figura 35).

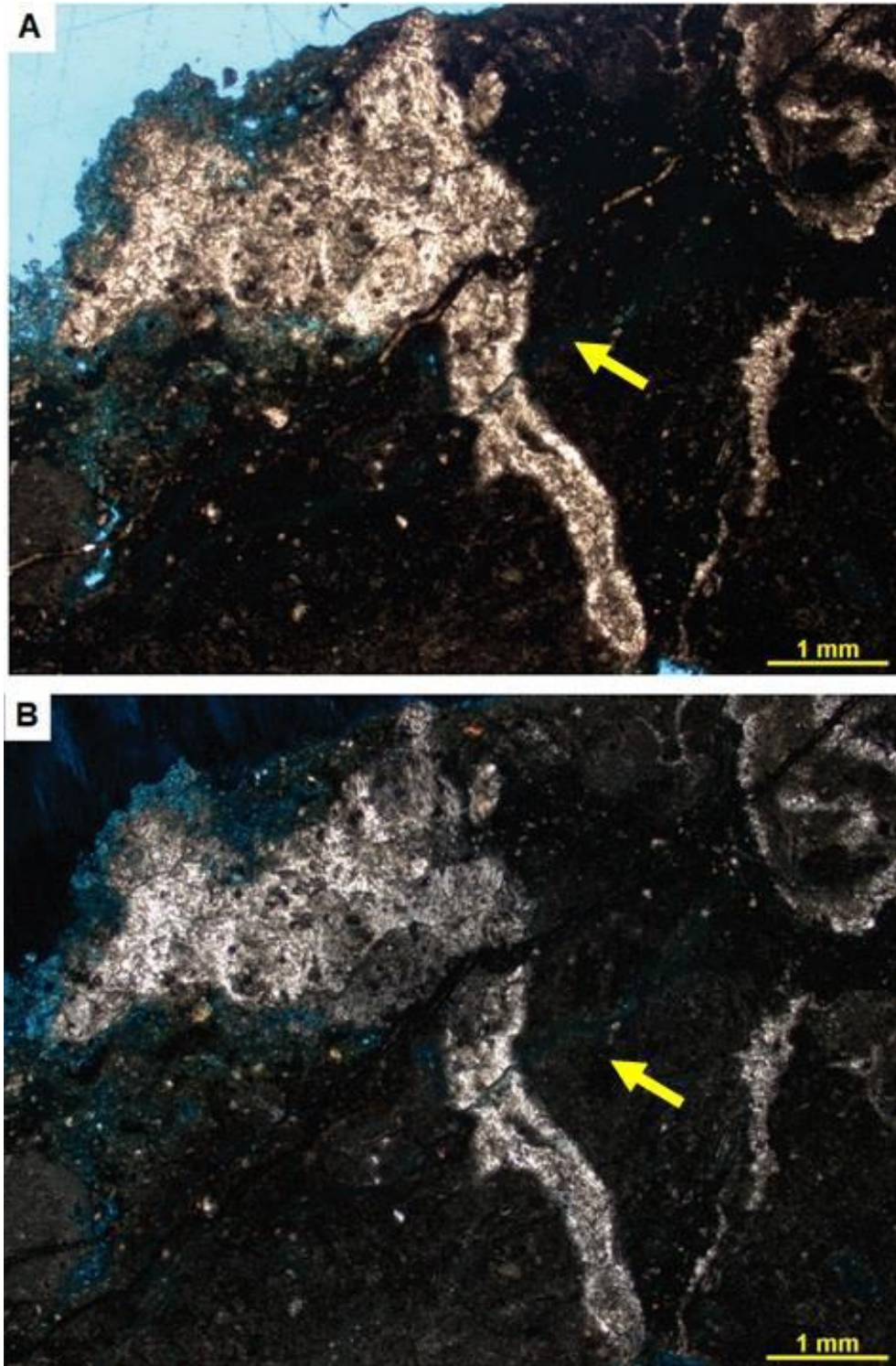


Figura 25 – A – Rizólito em meio a matriz micritica (indicado pela seta amarela) – 2,5x – polarizadores paralelos – 87,70m; **B** – mesma imagem de A com polarizadores cruzados.

3.2.9 Estrutura Septariana

São fraturas formadas com a exposição subárea e estão preenchidas por calcita espática recristalizada. Seu comprimento é de aproximadamente 8mm e seu diâmetro 1mm. (Figura 36 e 37).

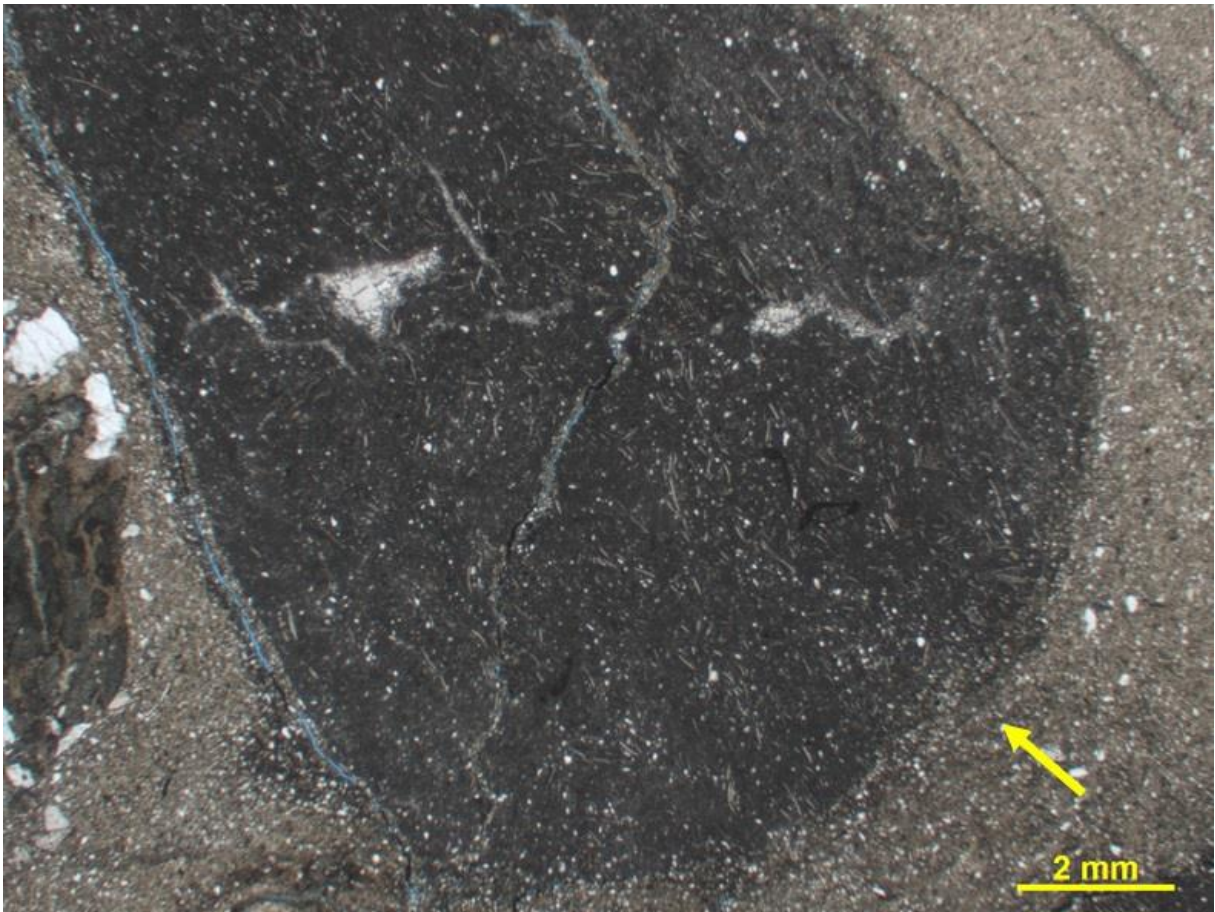


Figura 26 - Concreção com estrutura septariana em seu interior, com alguns fragmentos de ostracodes. Na imagem podemos observar o contato entre o material micrítico no interior da concreção com o material externo (terrígeno, provavelmente silte – 1,25x – polarizadores paralelos – 87,00m).

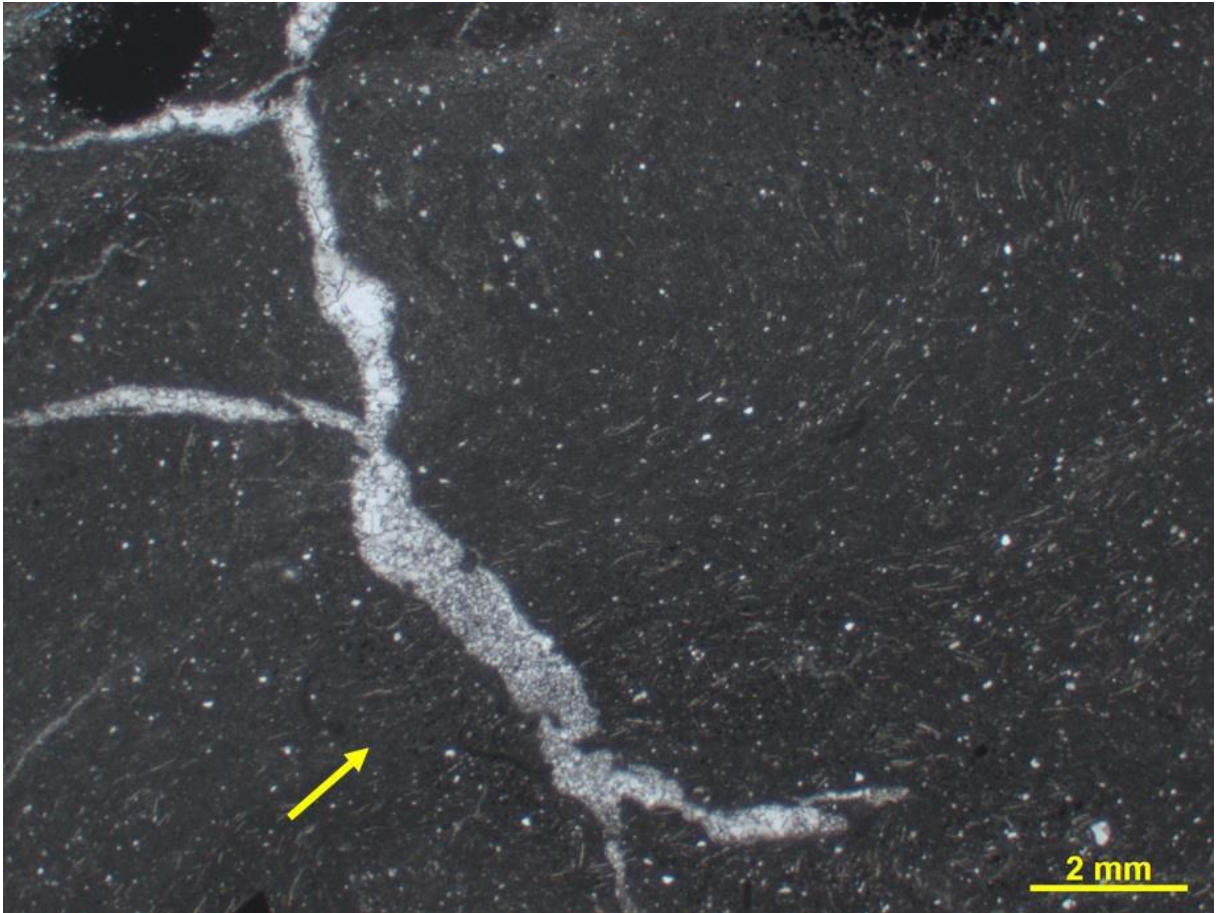


Figura 27 - A - Estrutura septariana (indicada pela seta em amarelo), ao seu redor, há fragmentos de carapaças de ostracodes e piritas – 1,25x – nicóis paralelos – 87,00m.

4 DISCUSSÃO

4.1 Análise de fácies

Foi observado que as fácies descritas apresentam uma clara transição entre os calcarenitos (fino, médio e grosso), calcirruditos e os calcilutitos. A transição se dá, geralmente, pelo aumento do conteúdo lamoso, entre as fácies de calcarrenito fino (composto por bivalvíos fragmentados) para calcilutito (argilito composto por lama carbonática e terrígenos, com bivalvíos fragmentados) marcada pela mudança na coloração acinzentada (5Y 7/2) para esverdeada/acinzentada (5GY 6/1; 5G 6/1). Os calcilutitos são caracterizadas pelo abundante registro biológico, dominado por moluscos, gastrópodes e ostracodes (Alonso-Zarza, 2003), além do conteúdo lamoso (terrígeno e carbonática). A identificação de fácies palustres no registro sedimentar é pouco reportada, e mais rara ainda quando se trata de depósitos sedimentares bioclásticos (coquinas). Foi documentado para as coquinas da Formação Coqueiros (Bacia de Campos), um intervalo caracteristicamente palustre (Praça, 1996) definido como subambiente de litoral palustre que apresentou fortes evidências de exposição subaérea, com intenso desenvolvimento de fábricas secundárias, tais como nodulação e brechação *in situ*, pseudomicrocarste tem ocorrência localizada. Características muito semelhante ao intervalo definido na Formação Morro do Chaves quando comparado os aspectos sedimentares, as feições diagnósticas identificadas e transição gradual entre as fácies.

O modelo deposicional proposto por Favoreto et al. (2021), indica a porção proximal, como em um embaiamento, sendo observada a deposição de micrita, ocorrem bivalvíos articulados e bivalvíos em *concave up* apontando uma decantação nesse ambiente de menor energia.

Este estudo se restringe a borda do lago, onde foram identificadas feições pedogenéticas descritas nos itens 6.2.1 ao 6.2.9 como: nodulização, pseudomicrocarste, gretas circum-granulares, textura mosqueada ou marmorizada, biosferóides, ostracodes, microcodium, rizólitos e estrutura septariana.

4.2 Interpretação paleoambiental

As características palustres e pedogenéticas observadas no material de estudo possibilitaram o refinamento do modelo deposicional proposto por Favoreto et al. (2021). O máximo de desenvolvimento das barras e barras retrabalhadas de coquinas se deram no período de máxima contração do lago. As barras se apresentaram de forma alongadas, geralmente perpendiculares à linha de costa, com uma certa deriva e alta energia, onde os sedimentos terrígenos, provenientes do sistema fluvial, se misturavam às coquinas.

Nas bordas do lago aconteciam a formação de baías mais protegidas, com decantação de micrita, e a presença de valvas com orientação *concave-up*. Associadas à essas fácies foram observadas as feições de nodulização, pseudomicrocarste, gretas circum-granulares, biosferóides de minhocas (EBS) ou biosferóides esparíticos, textura mosqueada, marmorização, microcodium, estrutura septariana.

Os nódulos indicam alternâncias das condições de inundação e exposição Freyet & Plaziat (1979). A lama carbonática, sob essas condições, é favorável a dissolução e, posterior re-precipitação na forma de nódulos. Essa alternância nas condições de inundação e exposição também favorecem o processo de fissuramento que acompanha o processo de nodulização, que pode ser seguido por ooidificação e/ou retrabalhamento dos nódulos, em alguns casos (Freyet & Plaziat, 1979).

Nódulos desenvolvidos a partir de processos diagenéticos e/ou por diferenciação pedogenética em substratos não-carbonáticos são facilmente identificados. Freyret & Plaziat, 1982). De maneira oposta aos que se desenvolveram em substratos carbonáticos, como é o caso dos carbonatos palustres da Formação Morro do Chaves.

Os nódulos aqui descritos podem apresentar uma composição micrítica, diferente da textura e composição da matriz argilosa (terrígena) no qual se encontram, na maioria dos casos seus limites são bem definidos e bruscos. O que provavelmente reflete turbação do solo ou translocação de nódulos de outros horizontes ou outras partes da paisagem por meio de deposição (Kovda et al., 2003).

As feições de pseudomicrocarste observadas no intervalo estudado foram desenvolvidas em um processo pedogênico-diagenético muito precoce, resultante da penetração da raiz antes da litificação. Em contraste com o desenvolvimento cárstico convencional, acredita-se que a dissolução não desempenhe um papel tão importante na microcarstificação, embora a dissolução possa ter atuado para aumentar as cavidades Platt (1989). Assim, os processos associados à formação do pseudomicrocarste incluem dessecação, retrabalho, dissolução, penetração da raiz e atividades de microrganismos. Cada um desses processos tem mais probabilidade de ocorrer em áreas rasas e periodicamente emergidas de lagos Freyret & Plaziat (1982). Hipótese que se encaixa bem com a dinâmica da borda do lago deste estudo.

As gretas circum-granulares descritas indicam exposição subaérea conforme definido por Platt & Wright (1992). De acordo com, AlShuaibi (2011), as gretas de dessecação são desenvolvidas durante um período seco antes da litificação da lama carbonática ser depositada. De acordo com Marty (2006) gretas circum granulares indicam modificação pedogênica. Essa feição indica rotação do solo e dessecação na zona vadosa Freyret & Verrecchia (2002); Wright & Tucker (1991).

A textura mosqueada ou marmorizada é descrita em processos relacionados à oscilação do nível freático, indicam a remobilização do ferro devido às mudanças no Eh das águas subterrâneas quando o lençol freático oscila (Alonso-Zarza & Wright, 2010; Freytet, 1973).

As características dos biosferóides descritos sugerem uma relativa estabilidade da superfície do solo, sem processos de soterramento rápidos ou estresse hídrico prolongado e drástico, como apresentado por Becze-Deak et al. (1997).

Embora muito modificado pela diagênese, o *Microcodium* descrito apresenta alguns resquícios das feições originais e é suportado pela ocorrência de demais feições petrográficas associadas ao contexto de formação. Segundo Kosir (2004), a presença de microcodium é de extrema importância paleoambiental, pois sua ocorrência pode ser considerada um critério chave para o reconhecimento de paleossolos e da reelaboração subaérea do depósito.

Comuns no material estudado, os rizólitos indicam ser produto da precipitação de carbonato de cálcio no interior dos poros gerados pela ação de raízes (Klappa, 1980; 1980a). Ocorrem principalmente como cavidades tubulares (vistas em seções transversais, oblíquas ou longitudinais), que podem apresentar incrustações por calcita criptocristalina (rizocrecções) e, em geral, são preenchidas por calcita microcristalina, mosaicos de calcita ou calcita drusiforme. Características que assemelham – se a feição encontrada já descrita.

Estruturas septarianas foram reconhecidas nos intervalos estudados. No entanto, ainda não há um consenso quanto a origem destas feições.

As teorias atuais consideram vários mecanismos possíveis de formação, como: desidratação química da transformação de moléculas orgânicas ou argilas, geração de gases ou sobre pressão durante o soterramento rápido. Nenhuma dessas

explicações é satisfatória segundo Brian R. Pratt (2001). Ele elenca mais uma possibilidade, para este autor as septárias em muitas concreções carbonáticas são estruturas de deformação sindeposicional, formada em resposta à passagem de ondas sísmicas através de sedimentos saturados de água.

Embora plausível porque parece explicar observações-chaves de concreções, esta interpretação (como muitas explicações de eventos históricos) é necessariamente especulativa, pois as concreções septárias nunca foram observadas se formando até hoje, sua química e reologia só pode ser inferida, e a reprodução de fissuras septárias no laboratório ainda não foi alcançada.

O refinamento em detalhe do intervalo deste estudo, permitiu a caracterização de importantes feições petrográficas indicativas de ambiente palustre. E, portanto, permite o refinamento do modelo geológico para a caracterização da borda do lago rifte (Figura 38).

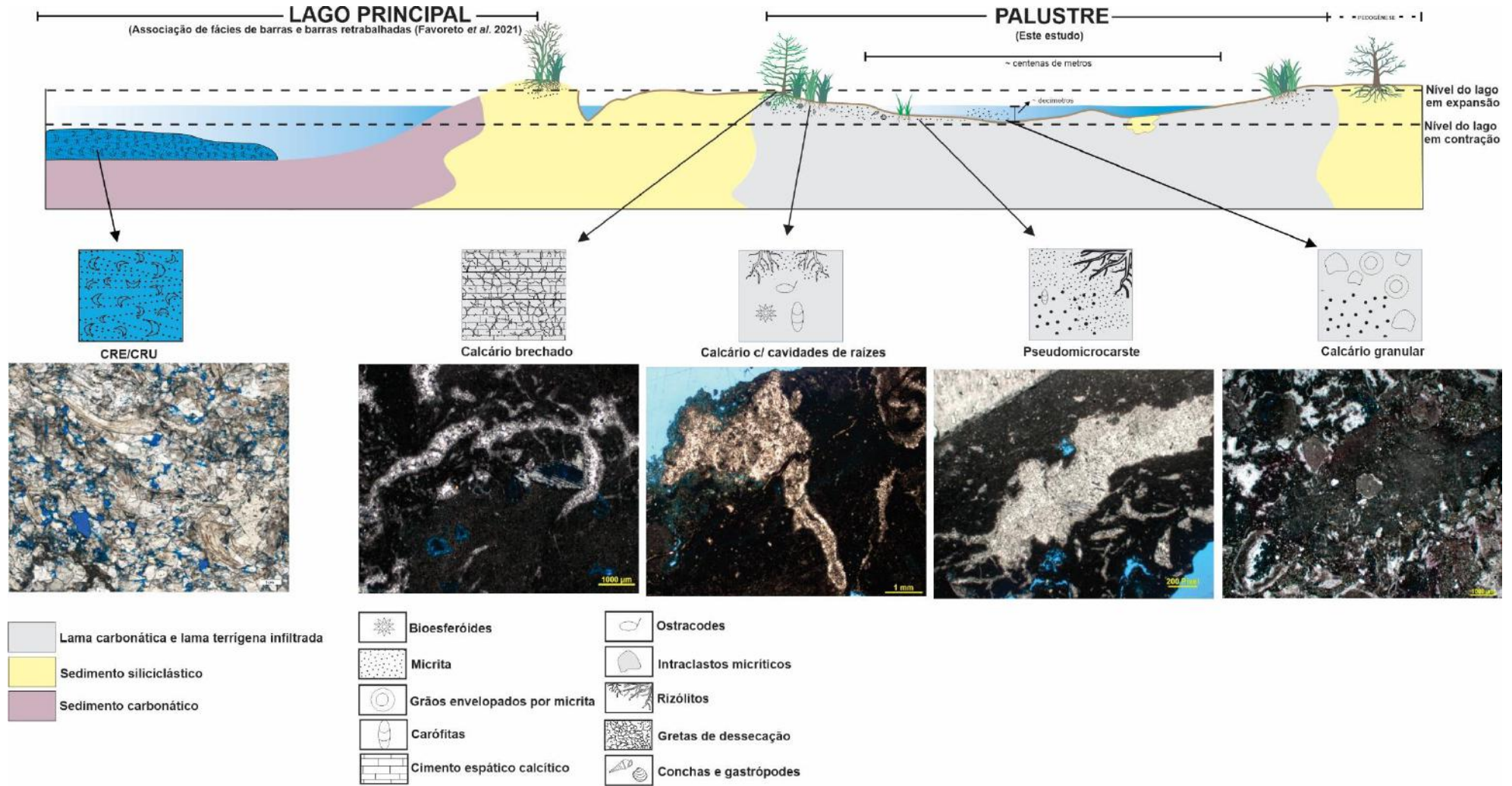


Figura 28 - Modelo proposto para a borda do paleolago durante a deposição da Formação Morro do Chaves. – (modificado de Alonso – Zarza, 2003 & Teixeira, B, 2016).

5 CONCLUSÃO

Os carbonatos palustres da Formação Morro do Chaves compõem os depósitos lacustres interpretados como o registro de antigas plataformas carbonáticas, depositadas em regiões rasas e elevadas de um lago de rifte. Possuem uma variedade de feições que acrescentam e que sugerem uma evolução dinâmica e ao mesmo tempo complexa. Importantes feições que ocorrem sob domínio pedogênico/vadoso e/ou fretático foram identificadas e permitiram a caracterização da borda do lago, no qual, refina o modelo geológico proposto para área de estudo.

Dentre estas feições foram reconhecidas:

- a) feições bióticas se destacam os rizóitos, pseudomicrocarste e os biosferóides, que foram associadas a ação de raízes e de anelídeos.
- b) feições abióticas destacam-se os nódulos e as gretas circungranulares, que estão associadas as variações sazonais de clima e flutuações do lençol freático.

A origem desses carbonatos está ligada, aos processos de deposição subaquosa e exposição subaérea. Ao constante movimento de subida e descida do nível d'água, as fácies e feições encontradas variam de acordo com a aproximação ou o distanciamento da lâmina d'água, essa variação lateral é característica de contextos palustres.

Recomenda-se em estudos futuros a interpretação de dados de isótopos estáveis. A realização de análise de DRX, para uma melhor compreensão dos argilominerais presentes nas rochas. A incorporação de novos dados pode trazer mais subsídios para o entendimento do modelo proposto para área de estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDUL-AZIZ, H et al. 2000. Astronomical forcing of sedimentary cycles in the middle to late Miocene continental Calatayud Basin (NE Spain). *Earth and Planetary Science Letters* 177, 9-22.
- AHR, Wayne. M. 2008. *Geology of Carbonate Reservoirs: The Identification, Description, and Characterization of Hydrocarbon in Carbonate Rocks*, First edition. Wiley, New Jersey, U.S.A. 277p.
- ALONSO-ZARZA, A. M. 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews*, v. 60, n. 3-4, p. 261– 298.
- ALONSO-ZARZA, A. M.; WRIGHT, V. P. 2010. Chapter 2 Palustrine Carbonates. *Developments in Sedimentology*, v. 61, n. C, p. 103–131, 2010.
- ALONSO-ZARZA, A.M., Calvo, J.P., 2000. Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 160, 1-21.
- ALONSO-ZARZA, A.M., et al 2000. Northern Teruel Graben (Neogene), northeastern Spain.
- ALONSO-ZARZA, A.M., Wright, V.P., 2010. Chapter 5 calcretes. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H.B.T.-D. in S. (Eds.), *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and processes*. Elsevier, pp. 225–267.
- ALSHUAIBI, A. A., KHALAF, F. I (2011). Development and lithogenesis of the palustrine and calcrete deposits of the Dibdibba Alluvial Fan, Kuwait., 42(3), 0–439.
- ANDREWS, J.A., RIDING, R., DENNIS, P.F., 1997. The stable isotope record of environmental and climatic signals in modern terrestrial microbial carbonates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 129, 171 – 189.
- ARENAS, C., CABRERA, L., RAMOS, L., 2007. Sedimentology and tufa facies and continental microbialites from the Palaeogene of Mallorca Island (Spain). *Sedimentary Geology* 197, 1-22.
- ARENAS, C., CASANOVA, J., PARDO, G., 1997. Stable-isotope characterization of the Miocene lacustrine systems of Los Monegros (Ebro Basin, Spain): palaeogeographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128, 133 – 155.
- ARMENTEROS, I., 2010. Carbonates in Continental Settings – Facies Environments and processes. In: Alonso-Zarza, A.M e Tanner, L.H. (Eds.). *Diagenesis of Carbonates in Continental Settings*. Elsevier 61, p. 1-101.
- AUGUSTO S. Auler; PETER L. Smart., 2001. Late Quaternary Paleoclimate in Semiarid Northeastern Brazil from U-Series Dating of Travertine and Water-Table Speleothems., 55(2), 159–167.

- AZAMBUJA, N. C.; ARIENTI, L. M., 1998 Guidebook to the Rift–Drift Sergipe–Alagoas Passive Margin Basin, Brazil. In: The 1998 AAPG International Conference and Exhibition. 113 p.
- BATHURST, R.G.C. (1966). Boring Algae, Micrite Envelopes and Lithification of Molluscan Biosparites. *Geol. J.*, 5, pp. 15-32.
- BECZE-DEÁK, J; LANGOHR R.; VERRECCHIA E.P. (1997). Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction., 76(3-4), 0–252.
- BOGGS Jr., S. (2009). *Petrology of Sedimentary Rocks*. 2nd Edition, Cambridge University Press, New York, 600 p.
- BORGES J. 1937. Pesquisas de Fósseis em Jaboaão e Morro do Chaves, Brasil: notas preliminares e estudos. *Serviço Geológico e Mineralógico*, 15, p 7-11.
- BORGHI, Leonardo in Dal' Bó. Atlas Coquinas da Formação Morro do Chaves - 1.ed. – Rio de Janeiro: Albatroz, 2020.134p. ISBN: 978-65-5656-016-8.
- BUSTILLO, M.A., ALONSO-ZARZA, A.M., 2007. Overlapping of pedogenesis and meteoric diagenesis in distal aluvial and shallow lacustrine deposits in the Madrid Miocene Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 198, 255-271.
- CALVO, J.P et al. (1995). Sedimentology and geochemistry of carbonates from lacustrine sequences in the Madrid Basin, central Spain., 123(1-4).
- CAMACHO, D. G. F., 2009. Aspectos dos Carbonatos da Formação Riachuelo – Albiano, Bacia de Sergipe. Trabalho Final de Graduação em Geologia. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro – SP. 139 f.
- CAMPOS NETO, O. P. A.; SOUZA-LIMA, W.; GOMES CRUZ, F. E. 2007. Bacia Sergipe-Alagoas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, maio/nov. p. 405-415.
- CARLOTTO, M.A., da Silva, R.C.B., Yamato, A.A., Trindade, W.L., Moreira, J.L.P., Fernandes, R.A.R., Ribeiro, O.J.S., Gouveia Jr., W.P., Carminati, J.P., Qicai, D., Junfeng, Z., da Silva-Telles Jr., A.C., 2017. Libra: a newborn giant in the Brazilian presalt province. *Giant Fields Decad 2000–2010*.
- CHINELATTO, G. F., 2015, Modelo de tafóceis para as coquinas da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas. Dissertação de M.Sc., Unicamp, Campinas, SP, Brasil.
- CHINELATTO, G.F et al. 2018. A taphofacies model for coquina sedimentation in lakes (Lower Cretaceous, Morro do Chaves formation, NE Brazil). *Cretac. Res.*, 85, pp. 1-19.
- CHOQUETTE, P.W., and PRAY, L.C., 1970, Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates: *AAPG Bulletin*, v. 54, p. 207-250.
- DRUMMOND, C.N., PATTERSON, W.P., WALKER, J.C.G., 1995. Climatic forcing of carbon – oxygen isotopic covariance in temperate-region marl lakes. *Geology* 23, 1031 – 1034.

DUNAGAN, S.P., DRIESE, S.G., 1999. Control of terrestrial stabilization on late Devonian palustrine carbonate deposition: Catskill Magnafacies, New York, U.S.A. *Journal of Sedimentary Research* 69, 772 – 783.

DUNHAM, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.). *Classification of carbonate rocks*. Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 108-122.

EMBRY, AF, and KLOVAN, JE, 1971. A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT: *Canadian Petroleum Geology Bulletin*, v. 19, p. 730-781.

FALKENHEIN, F. U. H., Fernandes, G., Cainelli, J. A. (1986). *Análise da Bacia de Sergipe-Alagoas. Relatório Interno*. Rio de Janeiro, Depex/Sedoc/Petrobras, 220p.

FAVORETO, J et al (2021). Depositional controls on lacustrine coquinas from an early cretaceous rift lake: Morro do Chaves Formation, Northeast Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104852.

FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia de Sergipe–Alagoas. *Boletim de Geociências PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 149–161.

FIGUEIREDO, A. M. F. 1981. *Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationship to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe–Alagoas Basin, Brazil*. 275 p. Austin. Tese de Doutorado – The university of Texas in Austin.

FLÜGEL, E. (2010) *Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin, 976 p.

FLÜGEL, E., 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. Berlin: Springer-Verlag. pp: 633.
FLÜGEL, E., 2004. *Microfacies of carbonate rocks, analysis, interpretation and application*. Berlin: Springer. pp: 976.

FOLK, R. L. 1962. Spectral subdivision of limestones types. In Ham, W.E. (Ed.) *Classification of carbonate rocks*: Tulsa. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 62-85.

FOLK, R.L. (1959) *Practical Petrographic Classification of Limestones*. AAPG Bulletin, 43, 1-38.

FOLK, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, p. 184. <https://repositories.lib.utexas.edu/handle/2152/22930>.

FORD, T.D., PEDLEY, H.M., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth-Science Reviews* 41, 117-175.

FREYTET, P. e PLAZIAT, J.-C., 1965. Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. *Bull. Soc. Géol. Fr., Sér. 7, 7*: 679—694.

FREYTET, P. e VERRECCHIA, E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology*, 27(2), pp.221-237.

FREYTET, P., 1971a. Paléosols résiduels et paléosols alluviaux hydromorphes dans le Crétacé supérieur et l'Eocène basal en Languedoc. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Sér. 2, 13*: 245--288.

FREYTET, P., 1971b. Paléolimnologie du Crétacé supérieur et de l'Eocène basal en Languedoc. Colloque de Paléolimnologie, 96e Congrès Soc. Say., Toulouse (in press).

FREYTET, P., 1973. Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the upper cretaceous and lower eocene of languedoc (Southern France). *Sediment. Geol.* 10, 25–60.

FREYTET, P., 1984. Les sédiments lacustres carbonatés et leur transformation par émerision et pédogénèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Bull. Centre Rech. Explor.-Produc. Elf Aquitaine* 8: 223–247.

FREYTET, P., e PLAZIAT, J.C., 1982. Continental carbonate sedimentation and pedogenesis – Late Cretaceous and Early Tertiary of Southern France. *Contributions to Sedimentology* (E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart) 12, 213p.

GARCIA, G. G. 2012. Análise do Conteúdo Palinológico da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas e seu Significado Bioestratigráfico e Paleoambiental. Trabalho Final de Curso, Instituto de Geociências, Universidade Federal do rio Grande do Sul, 123 p.

GARCIA, G.G., 2016. Análise palinológica em folhelhos da Formação Morro do Chaves e implicações na evolução paleogeográfica da fase rifte da Bacia de Sergipe - Alagoas (Unpubl. Master thesis). Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 113.

GARCIA, G.G., Garcia, A.J.V., Henriques, M.H.P., 2018. Palynology of the Morro do Chaves formation (lower cretaceous), Sergipe Alagoas basin, NE Brazil: paleoenvironmental implications for the early history of the south atlantic. *Cretac. Res.* 90, 7–20.

GARCIA, J. F.; Mestres, J. S.; Rauret, Gemma (1992). Comparing Continental Carbonates with Other Materials in Dating a Paleolake. *Radiocarbon*, 34(3), 619–625.

GIERLOWSKI-KORDESCH, E. H. (2010). [Developments in Sedimentology] Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes Volume 61 || Chapter 1 Lacustrine Carbonates., 1–101.

GIERLOWSKI-KORDESCH, E.H., KELTS, K.R. (Eds.), *Lake Basins through Space and Time*. AAPG Studies in Geology, Tulsa, OK, vol. 46, pp. 491 – 496.

GRABAU, A.W. 1904, 'On the classification of sedimentary rocks', *Am. Geologist*, vol. 33, no. 1, pp. 228-247.

HARRIS, Paul M. (Mitch); ELLIS, James; PURKIS, Samuel J. (2013). Assessing the extent of carbonate deposition in early rift settings. *AAPG Bulletin*, 97(1), 27–60.

HERNÁNDEZ, J.M., et al. 1998. Recognition of fossil travertine accumulations in the Aguilar Fm. (Kimmeridgian-Berriasian of Palenci and Burgos): palaeoecological and palaeohydrological implications. *Geogaceta* 24, 1672-170.

KELTS, K.R., TALBOT, M.R., 1990. Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. In: Tilzer, M.M., Serruya, C. (Eds.), *Ecological Structure and Function in Large Lakes*. Science and Technology Publishers, Madison, WI, pp. 290 – 317.

- KIDWELL, S. M. 1989. Stratigraphic condensation of marine transgressive records. Origin of major shell deposits in the Miocene of Maryland. *J. Geol.*, 97:1-24.
- KIDWELL, S. M., BOSENCE D.W.J. 1991. Taphonomy and time-averaging of marine shelly faunas. In: P.A. Allison e D.E.G. Briggs (eds.) *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*, Plenum Press, p. 115-209.
- KIDWELL, S. M., FÜRSICH, F. T., AIGNER, T. 1986. Conceptual framework for the analysis of fossil concentrations. *Palaios*, 1: 228-238.
- KIDWELL, S.M., HOLLAND, S.M., 1991. Field description of coarse bioclastic fabrics. *Palaios* 6, 426.
- KLAPPA, C.F., 1980a. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613-629.
- KOUTSOUKOS, E. A. M.; MELLO, M. R.; AZAMBUJA FILHO, N. C. (1991). Micropalaeontological and geochemical evidence of mid-Cretaceous dysoxic-anoxic palaeoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 58(1), 427–447.
- KOVDA, I.V; WILDING, L.P; DREES, L.R (2003). Micromorphology, submicroscopy and microprobe study of carbonate pedofeatures in a Vertisol gilgai soil complex, South Russia. 54(3), 0–476.
- LANA, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares - coordenadores Raja Gabaglia, G. P. e Milani, E. M - Petrobras/Serec/Censud*, p.311-332.
- MACK, G.H., JAMES, W.C., 1994. Paleoclimate and the Global Distribution of Paleosols. *Journal of Geology* 102, 360 – 366.
- MAFFIZZONI, A.F. 2000. Paleoiçtíofauna da Formação Coqueiro Seco, Aptiano Inferior do estado de Alagoas, Nordeste do Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de Doutorado, 149 p.
- MAFFIZZONI, A.F. Alguns aspectos da paleoiçtíofauna e do paleoambiente do aptiano inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas. *Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro*, v. 60, n. 3, p. 121-126, jul./set.2002.
- MARTINS, L. Caracterização de Folhelhos Associados a Coquinas da Formação Morro do Chaves (Jiquiá, Bacia de Sergipe-Alagoas) – 2017. 104p. Trabalho de Conclusão de Curso – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- MARTINS, R. O. S. CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DOS CALCRETES DA FORMAÇÃO CAATINGA – BA. 2019. 41p. Trabalho de Conclusão de Curso – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- MARTY, D. (2006). Special Paper 416: Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates Volume 416 || Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the K-T boundary (Faciès Rognacien, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France)., 169–187.

- MAZZULLO, S.J., Birdwell, B.A., 1989. Syngenetic formation of grainstones and pisolites from fenestral carbonates in peritidal settings. *Journal of Sedimentary Petrology* 59, 605-611.
- MCKENZIE, J.A., 1985. Carbon isotopes and productivity in the lacustrine and marine environment. In: Stumm, W. (Ed.), *Geochemical Processes in Lakes*. Wiley, New York, NY, pp. 99 – 118.
- MELLO, M.R et al. (1989). Late cretaceous anoxic events in the Brazilian continental margin. *14(5)*, 0–542.
- MOUNT, J.F., COHEN, A.S., 1984. Petrology and geochemistry of rhizoliths from Plio-Pleistocene fluvial and marginal lacustrine deposits, east Lake Turkana, Kenya. *Journal of Sedimentary Petrology* 54, 263-275.
- NICKEL, E., 1985. Carbonates in alluvial fan systems, an approach to physiography, sedimentology, and diagenesis. *Sediment. Geol.*, 45: 83-104.
- OLIVEIRA, P.E. 1937. Fósseis de Propriá e Jaboatão, Estado de Sergipe: Notas preliminares e estudos. *Serviço Geológico e Mineralógico*, 15:11-16.
- PIMENTEL, N.L., WRIGHT, V.P., AZEVEDO, T.M., 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of Portugal. *Sedimentary Geology* 105, 1 – 10.
- PIPUJOL M.D; BUURMAN P. 1997. Dynamics of iron and calcium carbonate redistribution and palaeohydrology in middle Eocene alluvial paleosols of the southeast Ebro Basin margin (Catalonia, northeast Spain), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 134, 87 – 107.
- PLATT, N. H., 1989. Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain., *Sedimentology*, v.36, n.4, p.665-684.
- PLATT, N. H., 1992. Fresh-water carbonates from the Lower Freshwater Molasse (Oligocene, western Switzerland): sedimentology and stable isotopes. *Sediment. Geol.*, 78:81-99.
- PLATT, N.H., WRIGHT, V.P. 1991, Lacustrine carbonate: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. in P. Anadon, L. Cabrera, and K. Kelts, (eds.) *Lacustrine Facies Analysis: International Association of Sedimentologists (I.A.S.) Special Publication 13*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 57-74.
- PLATT, N.H., WRIGHT, V.P., 1992. Palustrine carbonates at the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment? *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1058 – 1071.
- PLAZIAT, J. C. e P. FREYTET, 1978. Le pseudo-microkarst pédologique: un aspect particulier des paléopédogénèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le Tertiaire du Languedoc. *C. r. Acad. Sci. Paris D* 286: 1661–1664.
- PRAÇA, U. M. 1996, Calcários de águas rasas e calcários palustres da sequência das Coquinas, Formação Lagoa Feia, Bacia de Campos. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 112 p.

PRATT, Brian R. (2001). Septarian concretions: internal cracking caused by synsedimentary earthquakes., 48(1), 189–213.

RIGUETI et al 2020. Bioclastic accumulation in a lake rift basin: the early cretaceous coquinas of the Sergipe–Alagoas basin, Brazil. *J. Sediment. Res.* 90 (2), 228–249.

RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., Calvo, J.P.,1998. Trace fósil and rhizoliths as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140, 383-399.

SALLUN FILHO, W et al. 2009. The Deposition of Quaternary Tufas in Mato Grosso do Sul State: Proposal for the Definition of the Serra da Bodoquena Formation. Instituto de Geociências da USP. 14p.

SANZ, J. L et al. (1995). Dinosaur nests at the sea shore, 376(6543), 731–732.

SCHOLLE, P. A., e D. S. ULMER-SCHOLLE, 2003, *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, textures, porosity, diagenesis*; Tulsa, Okla, American Association of Petroleum Geologists Memoir 77, 459 p.

SELLEY, R. C. 2000. *Applied sedimentology*. Academic Press, 2 ed., 446 p.

SELLEY, R.C. 1998. *Elements of Petroleum Geology*. And edition, Academic Press, San Diego, 237p.

SOUZA-LIMA, W. et al. 2002. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. Fundação Paleontológica Phoenix. Edição especial, 34p.

SZATMARI, P.; MILANII, E. J.,1999. Microplate Rotation in Northeast Brazil During South Atlantic Rifting: Analogies with the Sinai Microplate. *Geology*, v. 27, n. 12, p. 1115–1118.

SZULC, J. et al. 2006. The Upper Triassic crenogenic limestones in Upper Silesia (Southern Poland) and their paleoenvironmental context. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (Eds), *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*. Geological Society of America, Special Paper 416, pp.153-168.

TALBOT, M.R., KELTS, K., 1990. Paleolimnological signatures from carbon and oxygen isotopic ratios in carbonates from organic rich lacustrine sediments. In: Katz, B.J. (Ed.), *Lacustrine Exploration: Case Studies and Modern Analogues*. American Association Petroleum Geologist Memoir, Tulsa, OK, vol. 50, pp. 99 – 112.

TANNER, L.H., 2000. Palustrine – lacustrine and alluvial facies of the (Norian) Owl Rock Formation (Chinle Group), Four Corners Region, Southwestern U.S.A: implications for late Triassic paleoclimate. *Journal of Sedimentary Research* 70, 1280 – 1290.

TAVARES, A. C. et al., 2015. Facies and depositional environments for the coquinas of the Morro do Chaves Formation, Sergipe-Alagoas Basin, defined by taphonomic and compositional criteria. *Braz. J. Geol.*, São Paulo, v. 45, n. 3, p. 415-429, Sept. 2015.

TAVARES, A. C. G. Fácies diagenéticas em coquinas da Formação Morro do Chaves (Barremiano-Aptiano, Bacia de Sergipe-Alagoas). 2014. 192f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

TAYLOR J.D., KENNEDY W.J., HALL A. 2011. The shell structure and mineralogy of the Bivalvia. *Bulletin of the British Museum (natural History)*, London, 22(9):255-294.

TEIXEIRA, B.F.L. 2012. Coquinas da Formação Morro do Chaves (Cretáceo Inferior), seção Rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas. Curso de Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Trabalho de Conclusão de Curso, 107p.

TERRA, G. J. S. et al., 2010. Classificação de rochas carbonáticas aplicável às bacias sedimentares brasileiras. Boletim de Geociências Petrobras, Rio de Janeiro, v. 18, n. 1, p.9-29, nov.2009/maio 2010.

THOMPSON D. L. The stratigraphic architecture and depositional environments of nonmarine carbonates from Barremian-Aptian Pre-Salt strata of the Brazilian continental margin. PhD Thesis, Monash University, Melbourne, Victoria, Australia, 277 p, 2013.

THOMPSON, D.L., STILWELL, J.D., HALL, M., 2015. Lacustrine carbonate reservoirs from Early Cretaceous rift lakes of Western Gondwana: Pre-salt coquinas of Brazil and West Africa. *Gondwana Research* v. 28, p. 26-51.

TUCKER, M.E. and WRIGHT, V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 p.

VALERO GARCÉS, B., KELTS, K., 1997. Técnicas el Limnogeología aplicadas al estudio del cambio climático y desertificación en la Península Ibérica. In: Ibáñez, J.J., Valero Garcés, B.L., Machado, C. (Eds.), *El paisaje Mediterráneo a través del espacio y del tiempo. Implicaciones en La Desertificación*. Geofoma Ediciones, Logroño, pp. 395 – 417.

VALERO GARCÉS, B.L., KELTS, K., Ito, E., 1995. Oxygen and carbon isotope trends and sedimentological evolution of a meromictic and saline lacustrine system: the Holocene Medicine lake basin, North American Great Plains, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 117, 253 – 278.

VÁZQUEZ-URBEZ, M., Arenas, C., Pardo, G., 2002. Facies fluvio-lacustres de la Unidad superior de la Muela de Borja (CuencadelEbro): modelo sedimentario. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 15, 412-54.

VERRECHIA, E.P., 2007. Lacustrine and palustrine geochemical sediments. In: Nash, D.J., McLaren, S.J. (Eds), *Geochemical Sediments and Landscapes*. Oxford: Blackwell Publishing, 2007. p. 298-329.

WENTWORTH, C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5):377-392.

WRIGHT, V. P. (2012). Lacustrine carbonates in rift settings: the interaction of volcanic and microbial processes on carbonate deposition. Geological Society, London, Special Publications, 370(1), 39–47.

WRIGHT, V.P et al. (1997). Diagenesis of Late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid Basin, Spain. 114(1-4), 81–95.

WRIGHT, V.P. y Alonso Zarza, A.M., 1992. Significado de la composición isotópica ($\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$) en paleosuelos carbonatados. Mioceno de la Cuenca de Madrid. *Geogaceta*, 11, 61-63.

WRIGHT, V.P., 1990. Syngenetic formation of grainstones and pisolites from fenestral carbonates in peritidal settings: discussion. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 309-310.

WRIGHT, V.P., e TUCKER, M.E. 1991. Calcretes: an introduction. In: WRIGHT, V. P., TUCKER, M. E. (EDS), Calcretes. IAS Reprint Series, Vol. 2. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 1-22.

WRIGHT, V.P., PLATT, N.H., WIMBLEDON, W.,1988. Biogenic laminar calcretes: evidence of calcified root mat horizons in palaeosols. *Sedimentology* 35,603-620.

WRIGHT, V.P.,1986. The role of fungal biomineralization in the formation of early Carboniferous soil fabrics. *Sedimentology* 33,831-83.

APÊNDICE 1 – DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Profundidade 75,80m:



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Sparstone.

Classificação Embry e Klovan (1971): Crystalline.

Composição (%):

Arcabouço (%): Ausente;

Matriz (87%): A matriz dessa rocha é produto do processo de micritização (diagenético), cominuição das conchas;

Cimento (3%): Cimento blocoso de calcita espática e poiquilotópico predominam. Alto grau de recristalização;

Poros (10%): Porosidade intercrystalina.

Granulometria: areia média a grossa.

Seleção: Não observada.

Empacotamento: Não é possível fazer o reconhecimento das valvas.

Orientação das conchas: Não observado.

Articulação: Não observado.

Grau de fragmentação das conchas: Fragmentadas

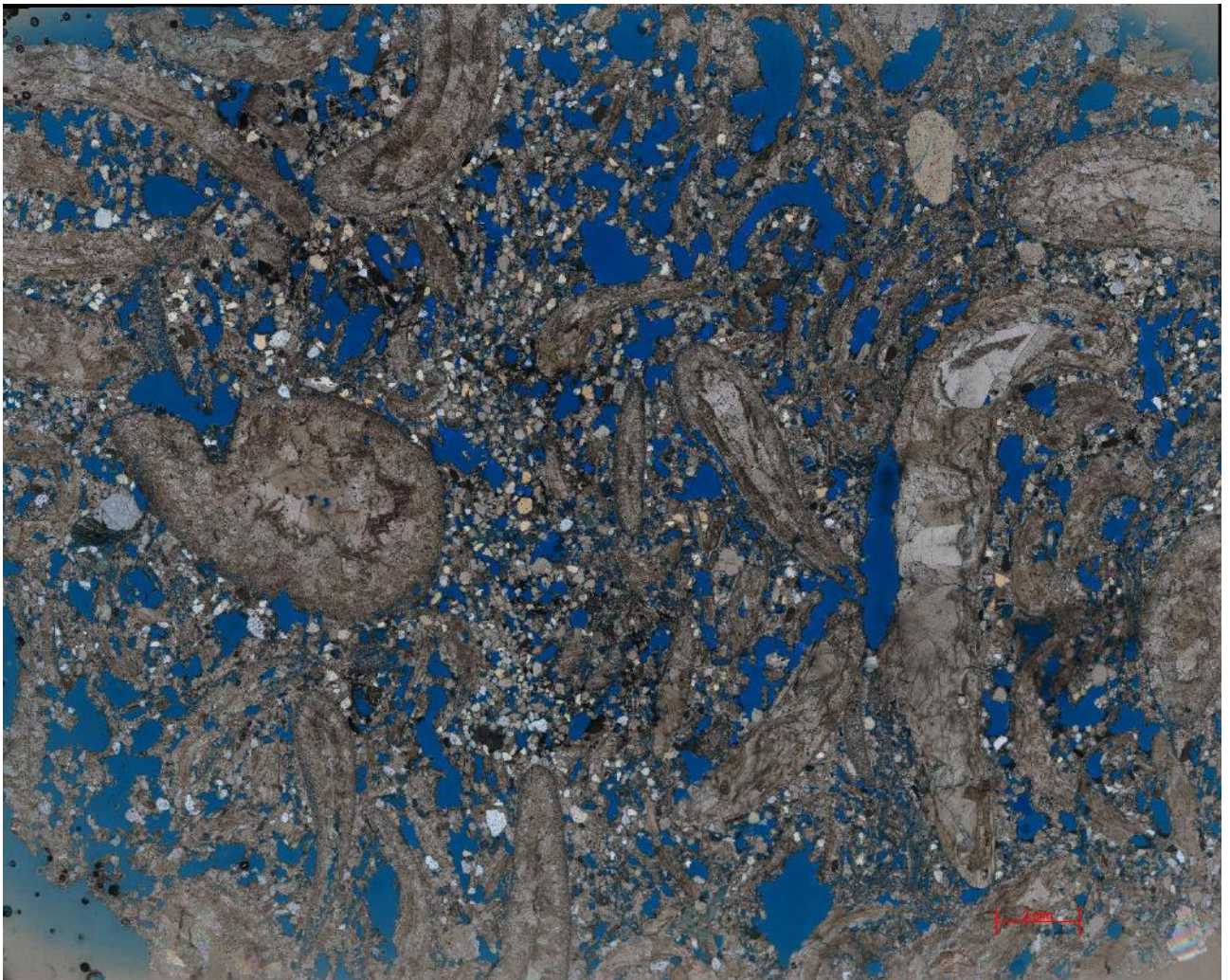
Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Física – contato pontual entre os grãos; Química – Presença de estilólitos

Porosidade: A porosidade é moderada. (~30%)

Cimentos: Cimento blocoso de calcita espática – comum ocorre preenchendo porosidade intercrystalina; Poiquilotópico – comum ocorre por toda a lâmina.

Observações: A lâmina mostra uma forte recristalização, onde quase não vemos resquícios dos bivalves. Um material microcrystalino pode ser observado de forma pontual, bem fragmentado, bem escuro, (uma pseudomatriz) e em nicóis cruzados fica opaco. Basicamente só se vê cristais de calcita, não é possível reconhecer os grãos. Alguns opacos podem ser vistos no aumento (10x).

Profundidade 76,65m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.

Classificação Embry e Klován (1971): Grainstone a Rudstone.

Composição (%):

Matriz (5%) - Composta por micrita localizada (pseudomatriz) e grãos de quartzo (areia fina à média);

Arcabouço (70%) - Composto por bivalves (areia grossa) e ostracodes (areia muito fina);

Cimento (10%) - Cimento de franja isópaca e de calcita blocosa são os que predominam;

Poros (15%) - Porosidade móldica e interpartícula.

Granulometria: areia grossa a seixo.

Seleção: Não observada.

Empacotamento: Moderado.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Física - Contato pontual entre grãos, Química - Estilolitos, contatos serrilhados entre grãos.

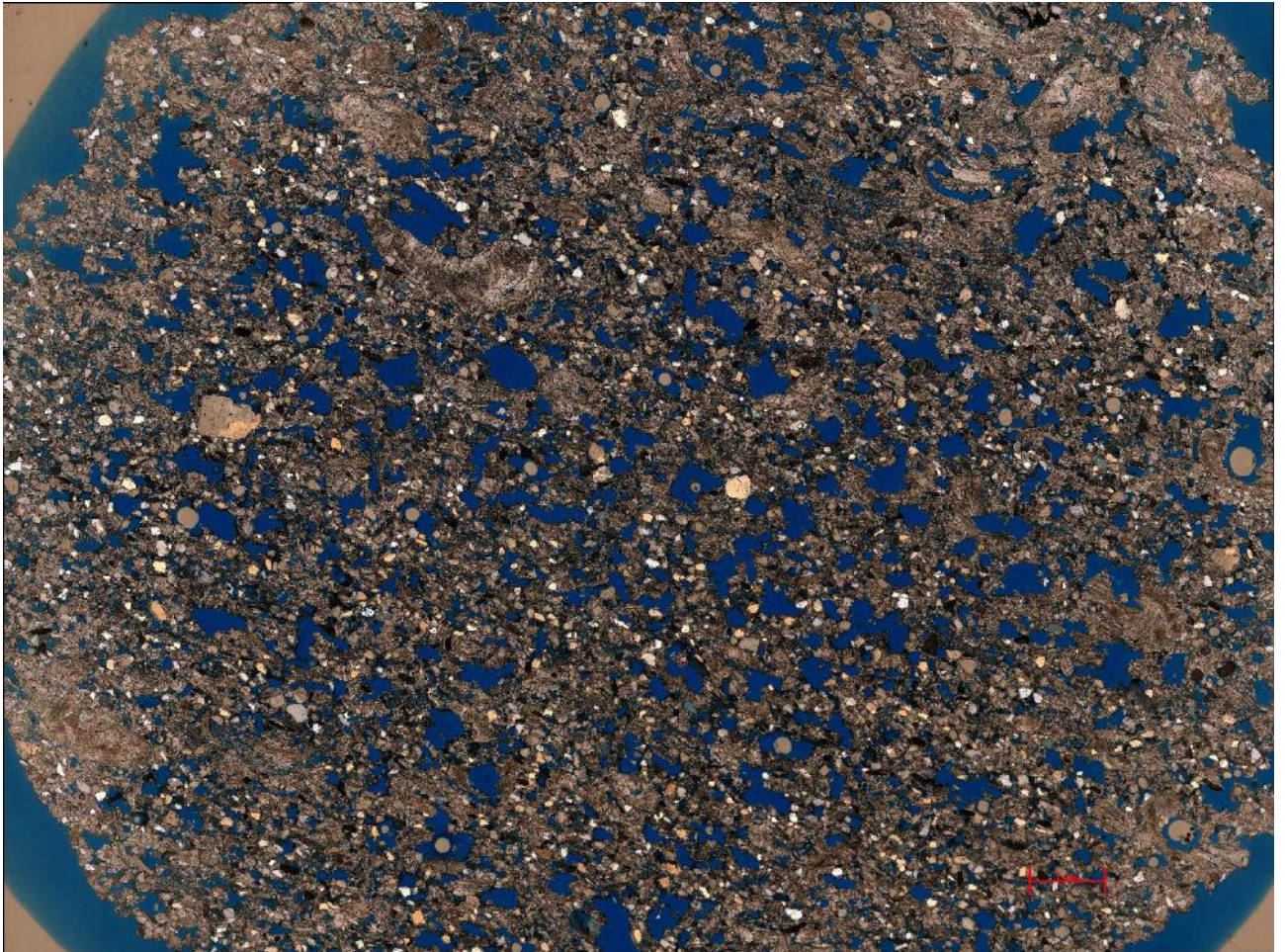
Porosidade: (10%) – Interpartícula - Consigo reconhecer as partículas, os grãos, recristalização aqui não foram tão atuantes, Móldica - (90%).

Estruturas sedimentares: Não observada.

Cimentos: Blocoso calcita espática - Comum. Ocorre preenchendo porosidade interpartícula, Franja isópaca - Abundante. Circundando os bivalves, Poiquilotópico - Raro. Ocorre preenchendo porosidade móldica em bivalves.

Observações: Uma rocha mais híbrida (carbonato + terrígeno). Onde as valvas dos bivalves encontram-se inteiras. Essa rocha mostra que ela é produto de algum evento, ou eu sou um fluxo para dentro do lago ou eu sou um produto de tempestade.

Profundidade 76,88m



Classificação petrográfica (Borghì, 2020): Sparstone - Coquina híbrida.

Classificação Embry e Klován (1971): Packstone.

Composição (%):

Arcabouço (%): Ausente;

Matriz (87%): Cristais de calcita, material siliciclástico como parte da matriz, micrita localizada;

Cimento (3%): Calcita espática e isópaca;

Poros (10%) - Do tipo intercrystalina e moldica.

Granulometria: areia média a grossa.

Seleção: Bem selecionado.

Empacotamento: Moderado.

Orientação das conchas: Não observado.

Articulação: Desarticuladas.

Grau de fragmentação das conchas: Fragmentadas.

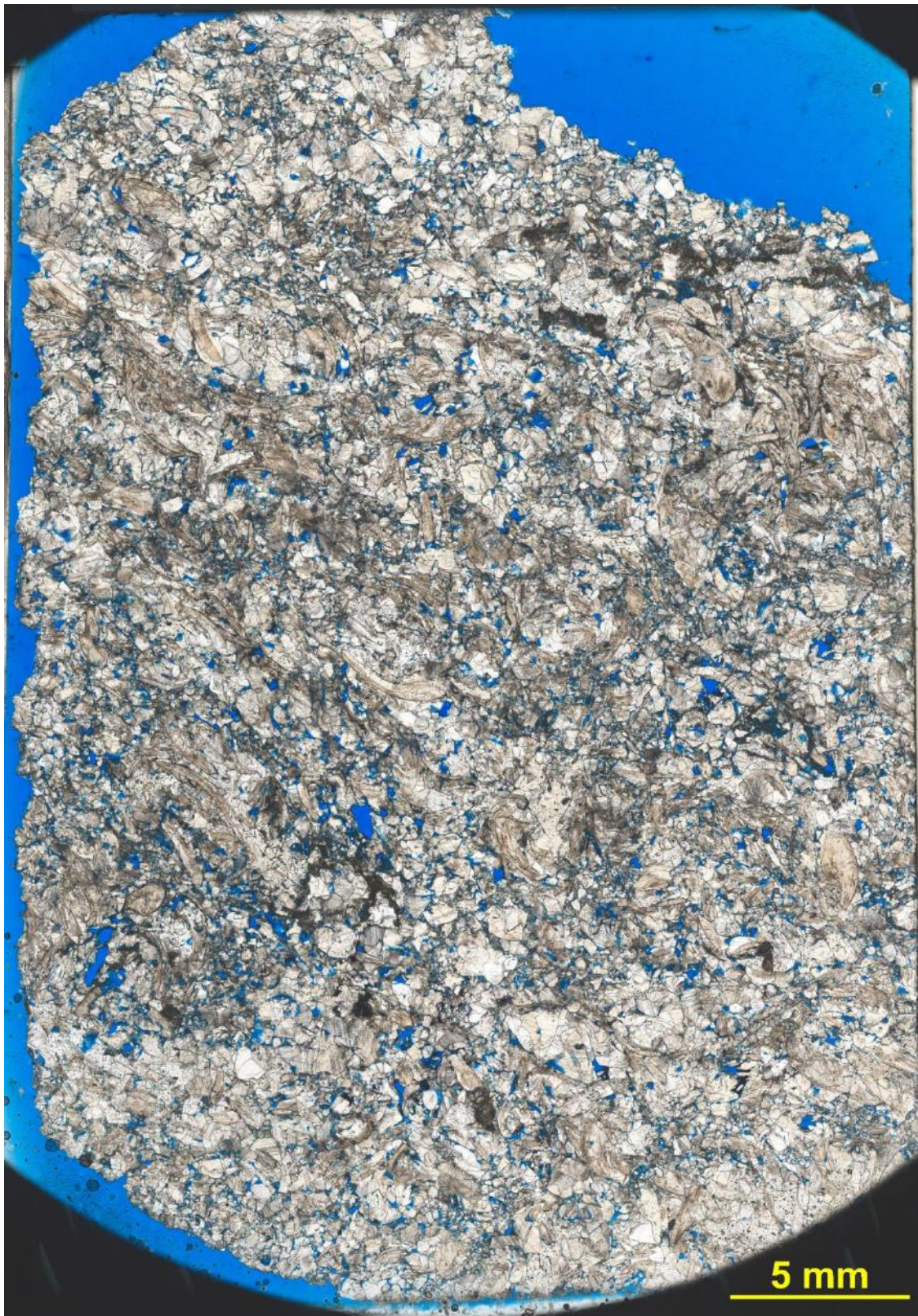
Processos e produtos diagenéticos: Não observado.

Porosidade: (97%) Intercristalina - Ocorre por toda a lâmina, (3%) – Mórdicas - Rara. Preenchida parcialmente por cimento blocoso.

Cimentos: Blocoso calcita espática (2%) - Comum, ocorre preenchendo porosidade interpartícula e mórdicas localizadas, Franja isópaca - Cristais de calcita que ocorrem circundando os bioclastos, Poiquilotópico (1%) - ocorre pontualmente por alguns locais da lâmina.

Observações: Dentro dos poros mórdicos ocorrem cimentos blocoso e poiquilotópico. Em alguns locais pontuais, é possível observar linhas de crescimento preservadas. O material siliciclástico é composto em 25% de grãos de quartzo. Foi observado material fosfático, possivelmente resquícios de peixe. Os fragmentos de conchas não se tocam, estão espaçadas e não são arredondadas. tudo bicuda, e do mesmo tamanho (bem selecionado). O processo de recristalização - micritização, em partes pontuais há micrita (bem fino).

Profundidade 87,45m



Classificação petrográfica (Borghini, 2020): Sparstone - Coquina híbrida.

Classificação Embry e Klovan (1971): Crystalline.

Composição (%):

Arcabouço (65%): Cristais de calcita + bioclastos;

Matriz (5%): Micrita localizada;

Cimento (20%): Cimento blocoso de calcita espática é predominante;

Poros (10%): Inter cristalina é dominante, ocorre também presença da móldica.

Granulometria: areia grossa a grânulo.

Seleção: Bem selecionado.

Empacotamento: Dn - Denso - (~55%).

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas.

Grau de fragmentação das conchas: Existem inteiros, mas a maioria está bem fragmentada.

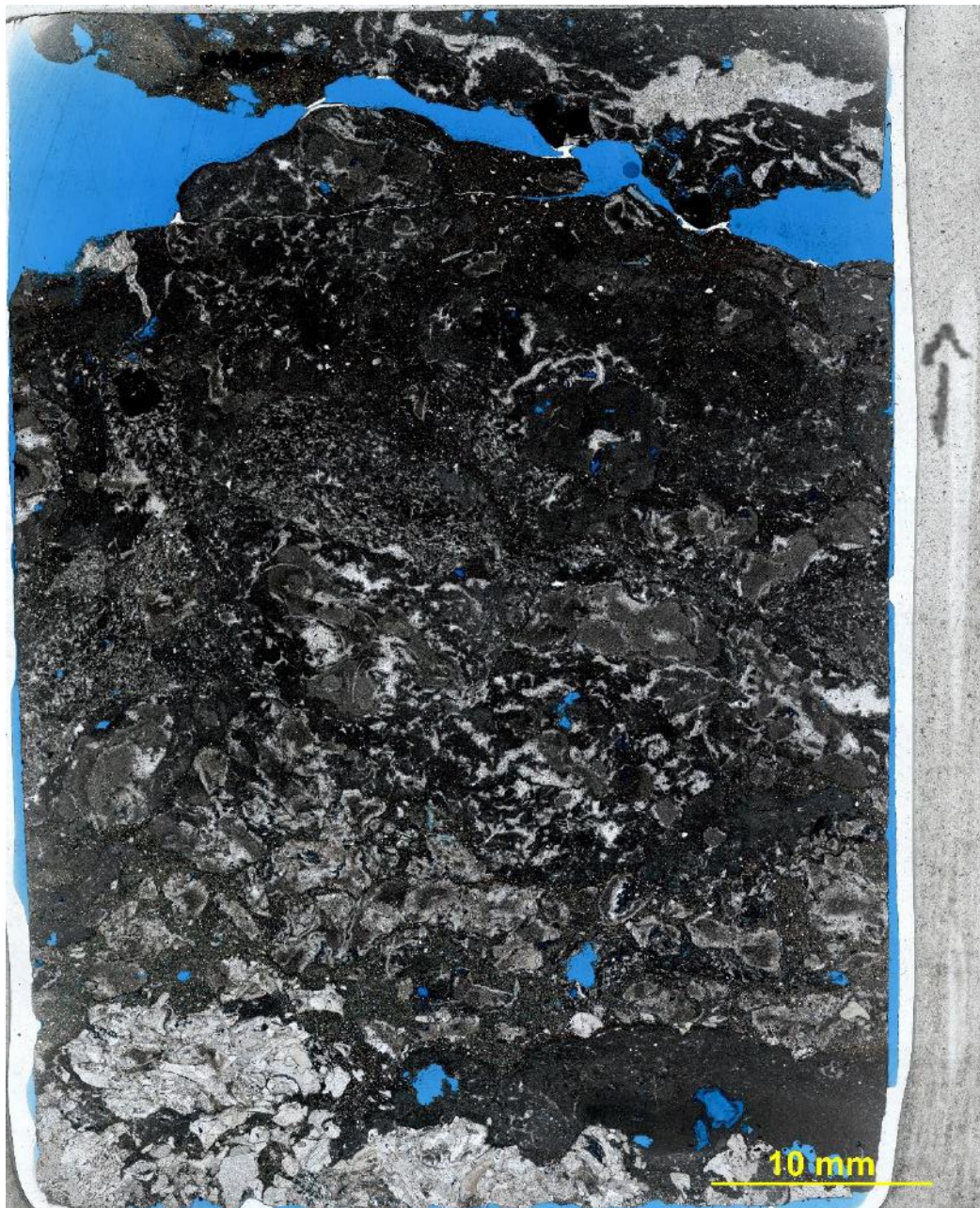
Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Física: Contato pontual entre grãos, Química: Estilólitos.

Porosidade: (95%) – Inter cristalina, (5%) – Móldica.

Cimentos: Blocoso calcita espática - Abundante, presente por toda a lâmina, Poiqulotópico - Raro, ocorre aglutinando fragmentos de rocha durante a cristalização.

Observações: Apesar da recristalização ter sido pervasiva, ainda é possível observar resquícios de bivalves. Em algumas valvas ainda é possível observar linhas de crescimento bem preservadas. Há presença de micrita em alguns locais da lâmina (aspecto sujo). Há também a presença de estilólitos pontuais.

Profundidade 87,70m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Não se aplica.

Classificação Embry e Klovan (1971): Não se aplica.

Classificação Zarza et al. (2003): Calcário brechado, calcário com atividades de raízes, pseudomicrocarste, calcário granular.

Composição (%):

Arcabouço (15%): Composto por valvas de bivalves (areia grossa);

Matriz (50%): Composta por micrita e grãos de quartzo (areia fina à média) + pseudomatriz + infiltração material terrígeno;

Cimento (25%): Cimento blocoso de calcita espática, poiquilotópico e franja isópaca e prismático;

Poros (10%): Interpartícula e móldica.

Granulometria: Silte a areia fina, granulometria dos bivalvíos ~ areia grossa.

Seleção: Mal selecionado.

Empacotamento: Frouxo.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Não observado.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

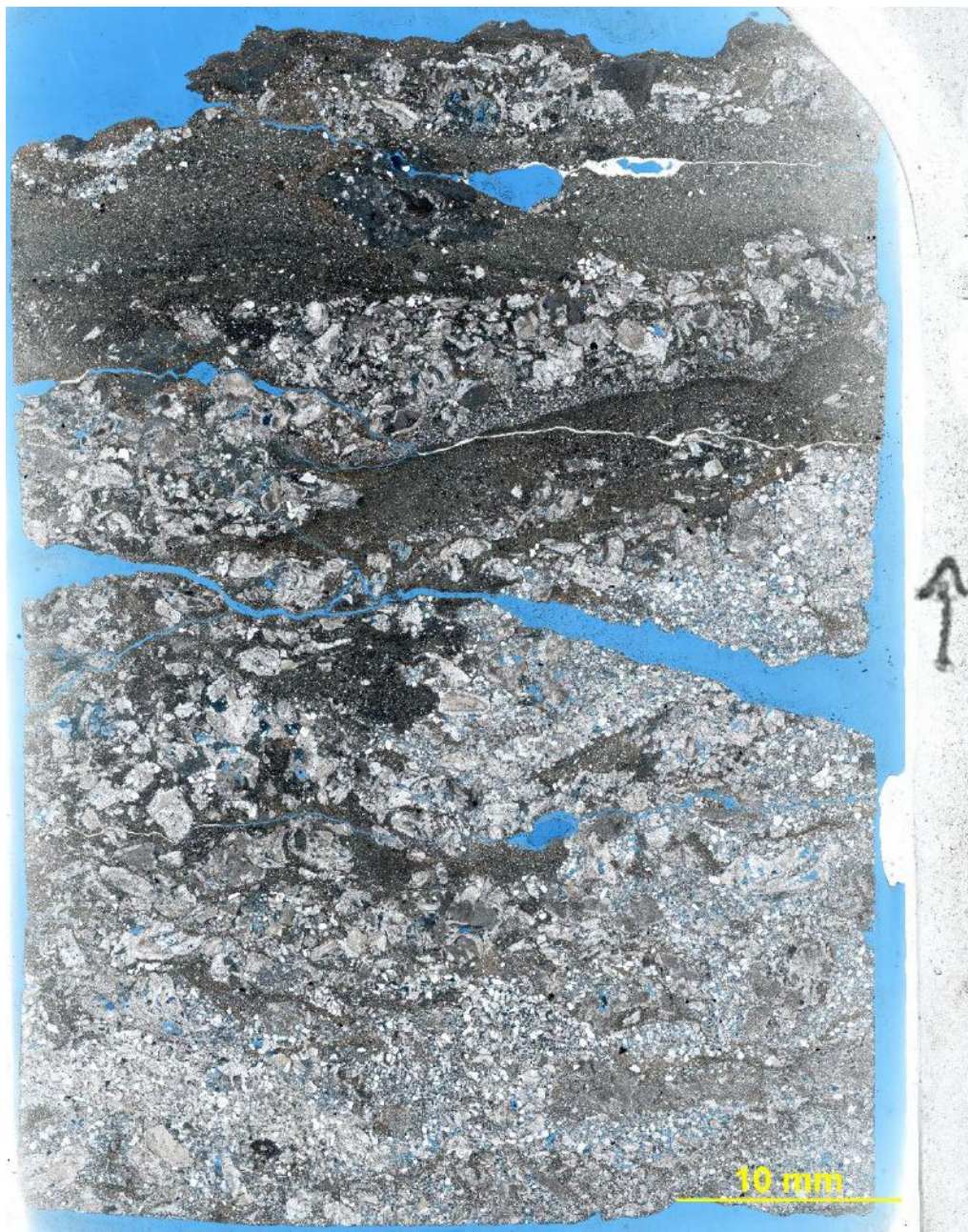
Processos e produtos diagenéticos: Cimentação, micritização.

Porosidade: (10%) – Interpartícula, (90%) – Mórdica.

Cimentos: Cimento blocoso de calcita espática, poiquilotópico e franja isópaca e prismático.

Observações: Lâmina apresenta aspecto brechóide, com feições palustres identificadas.

Profundidade 86,80



Classificação petrográfica: Mudstone (parte lamosa) em contato interdigitado com Shellstone.

Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Não se aplica.

Classificação Embry e Klovan (1971): Não se aplica.

Classificação Zarza et al. (2003): Calcário brechado, calcário com atividades de raízes, pseudomicrocarste, calcário granular.

Composição (%):

Arcabouço (50%): Composto por bivalves (areia grossa);

Matriz (15%): Composta por micrita e grãos de quartzo (areia fina à média);

Cimento (20%): Cimento blocoso de calcita espática, poiquilotópico e franja isópaca e prismático;

Poros (15%): Interpartícula e móldica.

Granulometria: areia fina a média.

Seleção: Mal selecionado.

Empacotamento: Moderado e denso.

Orientação das conchas: Caótica

Articulação: Não observado.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Física - Contato pontual entre grãos.

Porosidade: (97%) – Interpartícula - Consigo reconhecer as partículas, os grãos, houve recristalização, mas em algumas partes da rocha ela não tão expressiva, móldica (3%) - parcialmente preenchidas por cimento blocoso de calcita espática e franja prismática.

Cimentos: Blocoso calcita espática - abundante. Ocorre preenchendo porosidade interpartícula, franja isópaca - raro. Ocorre circundando bioclastos, franja prismática - raro. Ocorre circundando bioclastos na parte interna e externa, poiquilotópico – comum.

Observações: Lâmina apresenta fraturas pela lâmina. Micro fraturas também estão presentes. Cimento poiquilotópico é bem evidente.

Profundidade 92,10m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.
Classificação Embry e Klovan (1971): Rudstone.
Composição (%):

Arcabouço (73%): Composto por bivalves (areia grossa a grânulo);

Matriz (5%): Composto por micrita (aproveitaram as microfraturas? Resposta a diagênese - produto da micritização?);

Cimento (20%): Cimento de calcita blocosa é predominante por toda a lâmina;

Poros (5%): Mórdica.

Granulometria: areia grossa a grânulo.

Seleção: Bem selecionado.

Empacotamento: Denso ~ 70%

Orientação das conchas: C (Cd) - concave up.

Articulação: Desarticuladas, mas algumas articuladas também podem ser observadas.

Grau de fragmentação das conchas: W (~95%), a maioria encontra-se inteiras.

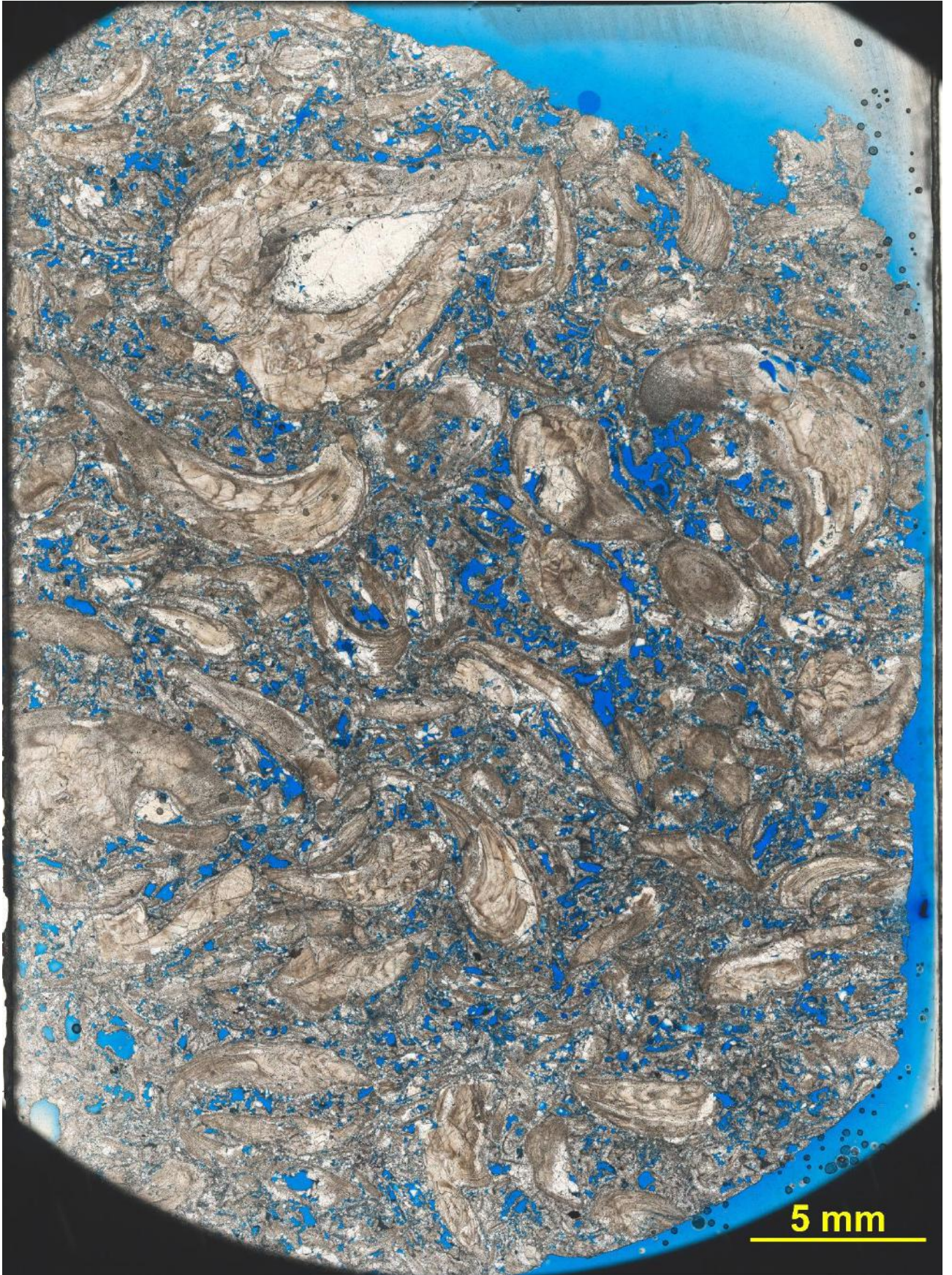
Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Química - Contato sinuoso entre os grãos.

Porosidade: (100%) – Mórdicas - Preenchida parcialmente pelos cimentos de calcita blocosa.

Cimentos: Blocoso calcita espática - abundante - alguns formam mosaicos. Ocorre preenchendo as valvas, franja prismática - comum. presente na borda das valvas.

Observações: As conchas apresentam - se intensamente cimentadas.

Profundidade 95,85m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.

Classificação Embry e Klovan (1971): Rudstone.

Composição (%):

Arcabouço (65%): Composto por bivalves;

Matriz (15%): Grãos de quartzo (areia fina à média) + micrita localizada (pseudomatriz)

Cimento (15%): Cimento isópaco (ocorre circundando os bivalves) e cimento blocoso de calcita espática (domina a lâmina), são os que predominam. Poiquilotópico raro, ocorre localizado, preenchendo bivalve articulado em destaque.

Poros (20%): Porosidade móldica, interpartícula e intrapartícula.

Granulometria: areia grossa a grânulo.

Seleção: Bem selecionado.

Empacotamento: Moderado.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas e algumas articuladas com linhas de crescimento bem preservadas.

Grau de fragmentação das conchas: Maioria das valvas estão inteiras.

Processos e produtos diagenéticos: Compactação.

Porosidade: (90%) – Interpartícula - Consigo reconhecer as partículas, os grãos. Rodeada de cimentos. (10%) - Intrapartícula - Ocorre dentro de algumas valvas.

Cimentos: Blocoso calcita espática - Abundante (domina a lâmina), Franja isópaca - Comum. Ocorre circundando os bivalves, poiquilotópico - raro. Ocorre preenchendo o poro de bivalve articulada.

Observações: Presença de uma valva articulada (rara), é possível observar linhas de crescimento bem marcadas em alguns bioclastos.

Profundidade 96,50m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.
Classificação Embry e Klovan (1971): Rudstone.

Composição (%):

Arcabouço (60%): Composto por bivalves;

Matriz (5%): Micrita localizada;

Cimento (20%): Cimento de calcita blocosa é predominante, porém o poiquilotópico também está presente;

Poros (15%): Porosidade interpartícula e intrapartícula.

Granulometria: Grânulo a seixo fino.

Seleção: Moderada.

Empacotamento: Moderado.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas, cacos, fragmentos. Mas algumas linhas apresentam linhas de crescimento bem preservadas.

Grau de fragmentação das conchas: W (95%) Inteiras, (5%) parcialmente fragmentadas.

Processos e produtos diagenéticos:

Porosidade: (15%) – Interpartícula - Consigo reconhecer as partículas, os grãos. (5%)

- Intrapartícula - Ocorre dentro de algumas valvas, (80%) - Mórdica parcial. preenchida por cimento blocoso de calcita espática.

Cimentos: Cimento blocoso calcita espática - Abundante presente por toda a lâmina, preenchendo porosidade interpartícula, Poiquilotópico - Comum. Ocorre preenchendo parcialmente ou totalmente as valvas.

Observações: A disposição dos bioclastos é caótica e existe uma recristalização incipiente.

Profundidade 96,60m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Fitted Shellstone.

Classificação Embry e Klovan (1971): Rudstone.

Composição (%):

Arcabouço (65%): Composto por bivalves;

Matriz (5%): Micrita localizada;

Cimento (20%): Cimento blocoso de calcita espática e cimento prismático pontual;

Poros (10%): Porosidade interpartícula.

Granulometria: Areia grossa a grânulo.

Seleção: Bem selecionado.

Empacotamento: Denso – Dn.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas, em cacos.

Grau de fragmentação das conchas: W (95%) Inteiras, (5%) parcialmente fragmentadas ou SB parcialmente fragmentadas.

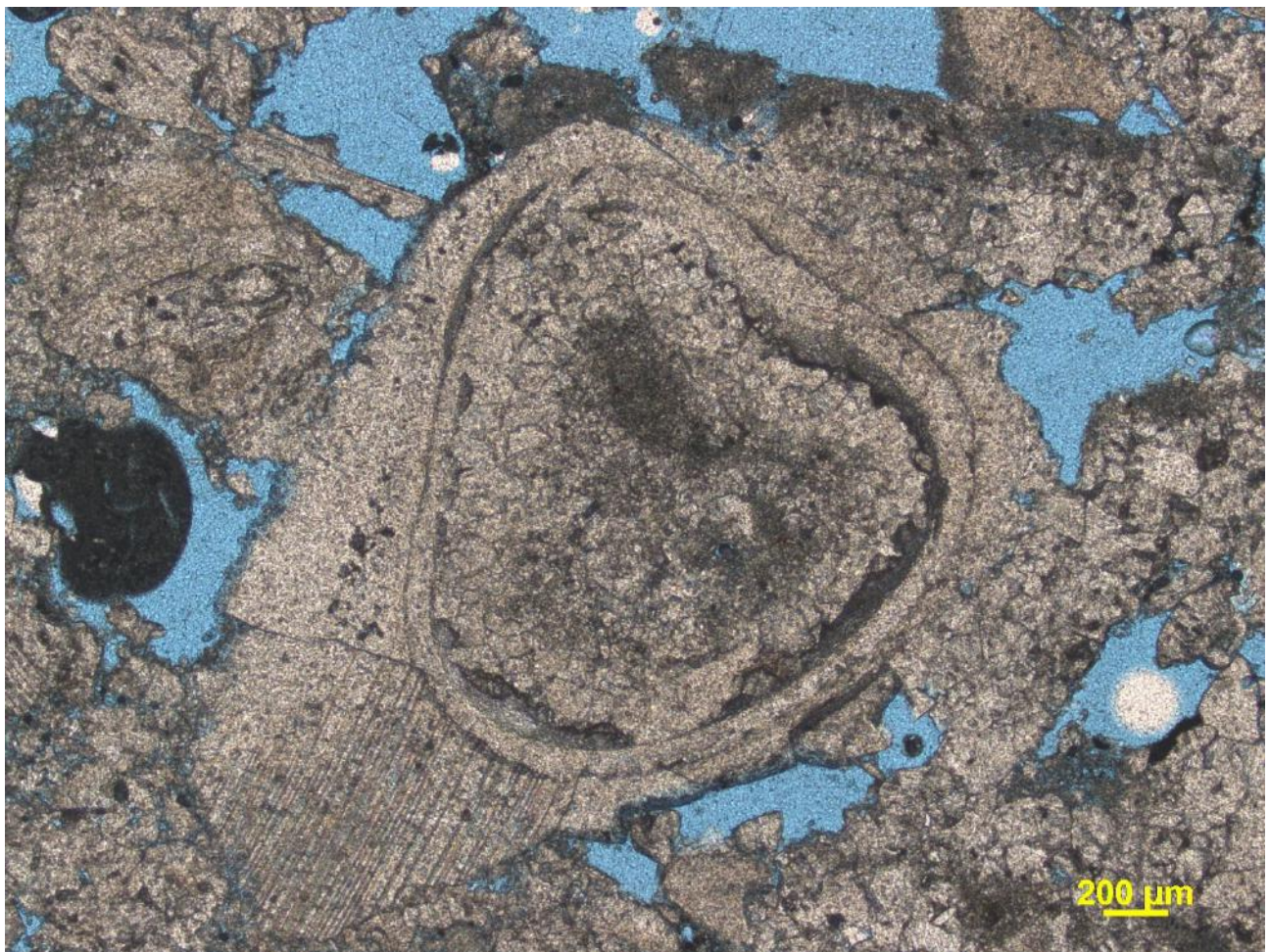
Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Química – Estilolito - micrita acompanha o estilolito. Estilolito tanto produto tectônico como de dissolução.

Porosidade: 7% – porosidade de fratura conectada por uma rede de canais de dissolução, 2% interpartícula - consigo reconhecer as partículas, os grãos, 1% - intrapartícula - ocorre dentro de algumas valvas.

Cimentos: Blocoso calcita espática - Comum presente por toda a lâmina.

Observações: Há microfraturas que cortam a rocha.

Profundidade 83,90m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.

Classificação Embry e Klovan (1971): Rudstone.

Composição (%):

Arcabouço (55%): Composto por bivalves;

Matriz (10%): Micrítica;

Cimento (5%): Isópaco.

Poros (30%): interpartícula, intrapartícula, móldica, vugular.

Granulometria: Areia fina a média.

Seleção: Bem selecionado.

Empacotamento: Moderado.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticulado.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

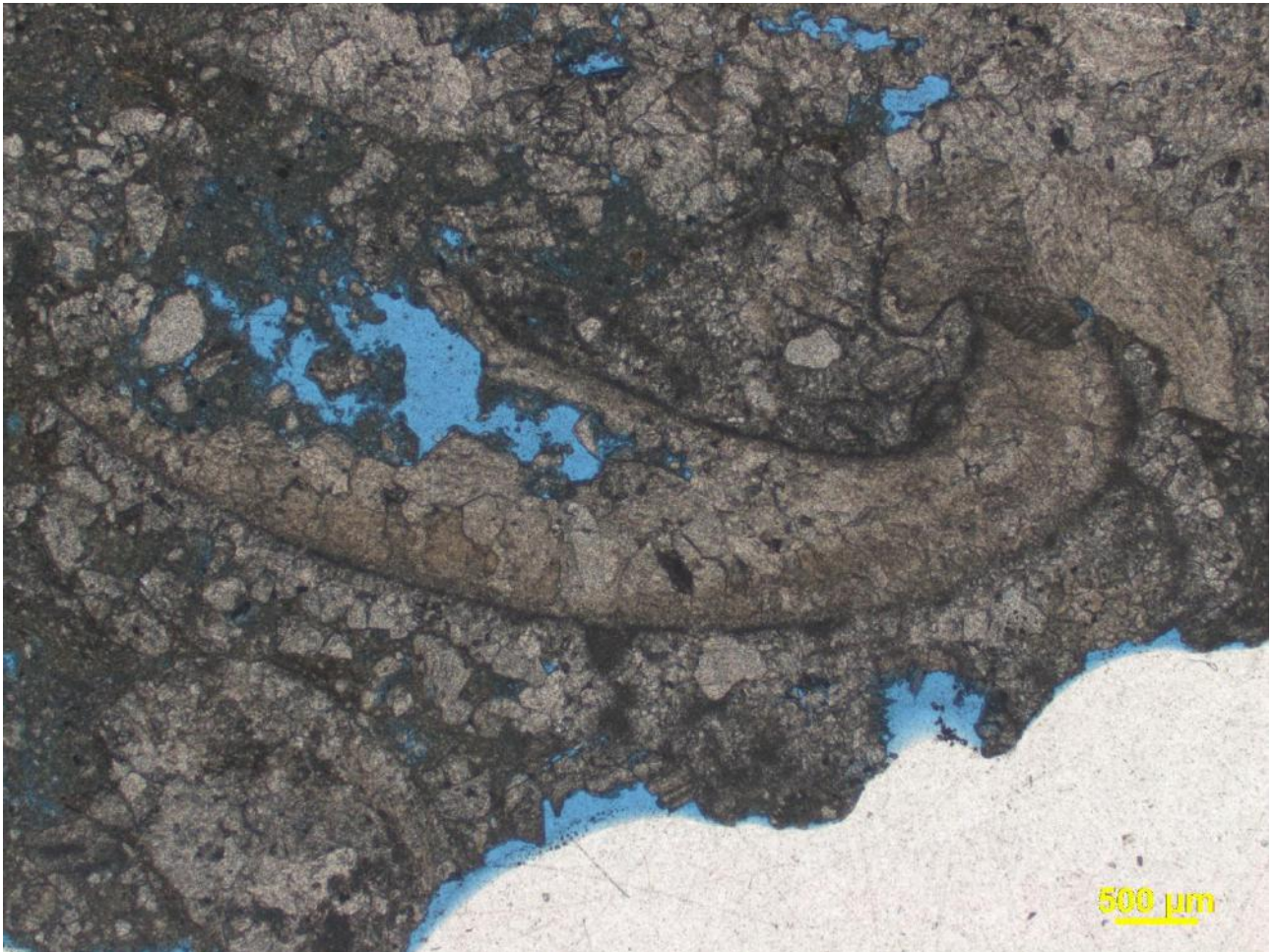
Processos e produtos diagenéticos: Micritização das conchas.

Porosidade: A porosidade é moderada, são do tipo interpartícula, intrapartícula, móldica, vugular (dissolução).

Cimentos: Isópaco.

Observações: A rocha apresenta - se bem fragmentada e aparenta certo grau de dissolução. A porosidade é moderada e apresenta 4 tipos: interpartícula, intrapartícula, móldica, vugular (dissolução). Como processos diagenéticos temos a micritização das conchas em sua maioria se apresenta angulosa, a maior parte da micritização ocorre na borda das conchas, sem franja aparente. Algumas valvas ainda apresentam linhas de crescimento. Estilolitos, produto de compactação química entre os fragmentos bioclasticos e esse material bioclastico sofrendo processo de micritização.

Profundidade 85,95m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.

Classificação Embry e Klovan (1971): Packstone.

Composição (%):

Arcabouço (70%): Composto por bivalves;

Matriz (15%): Micrítica;

Cimento (10%): Prismático irregular;

Poros (5%): Interpartícula.

Granulometria: Areia média a seixo fino.

Seleção: Mal selecionado

Empacotamento: Moderado, algumas têm contato, mas não está tão adensado (com contato reto entre as valvas).

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

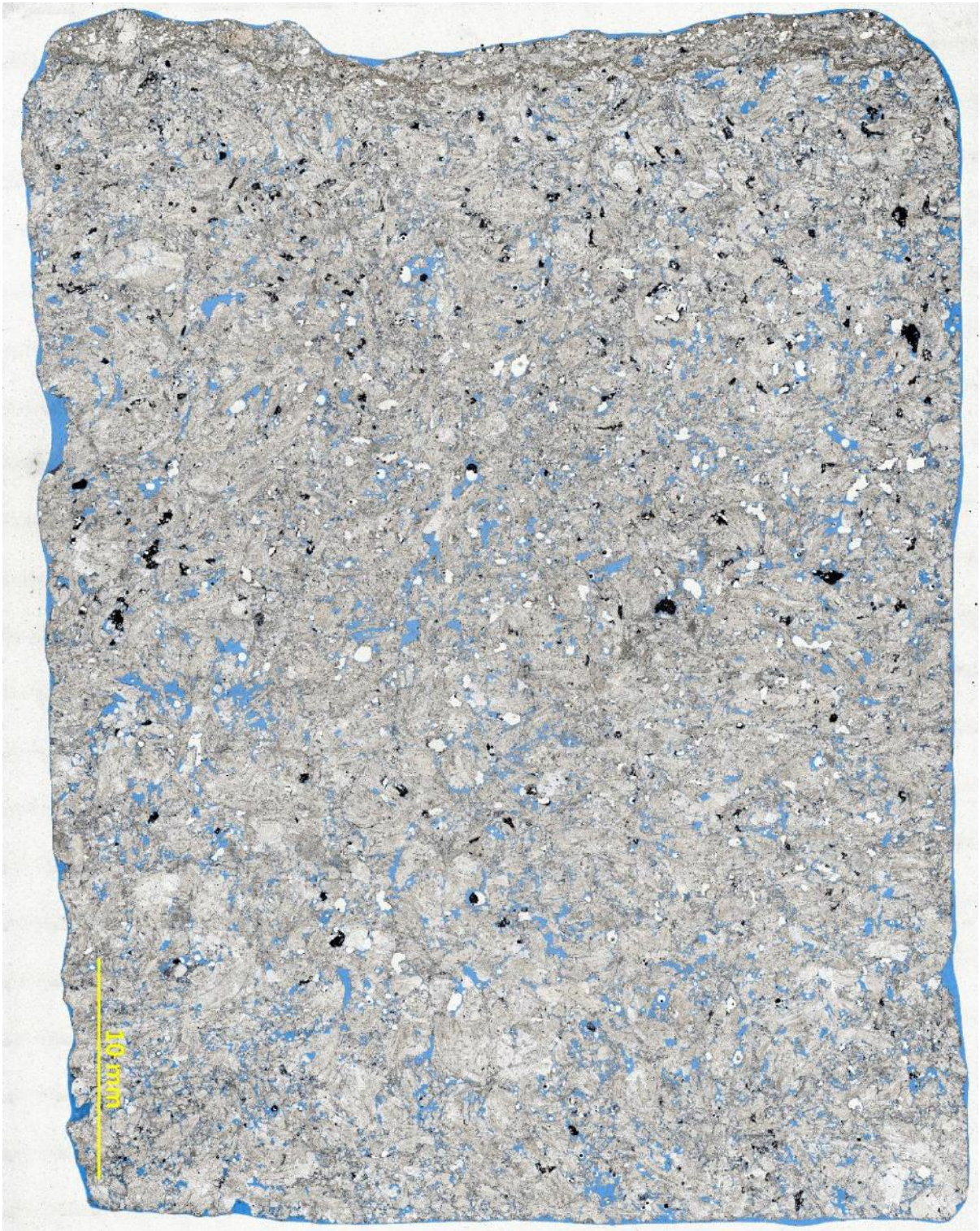
Processos e produtos diagenéticos: Não observado.

Porosidade: É baixa do tipo interpartícula.

Cimentos: Cimento prismático irregular.

Observações: A matriz é composta por lama carbonática com silte, grãos detríticos de quartzo e feldspato. Com calcita microcristalina (oriunda da fragmentação), fleites de mica, micritização das conchas, mica+silte = mistura (diagenético).

Profundidade 86,45m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.

Classificação Embry e Klovan (1971): Rudstone

Composição (%):

Arcabouço (85%): Composto por bivalvíos;

Matriz (5%): Micritica;

Cimento (5%): Isópaco;

Poros (5%): Interpartícula.

Granulometria: Areia fina a média.

Seleção: Bem selecionado (bimodal).

Empacotamento: Denso.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

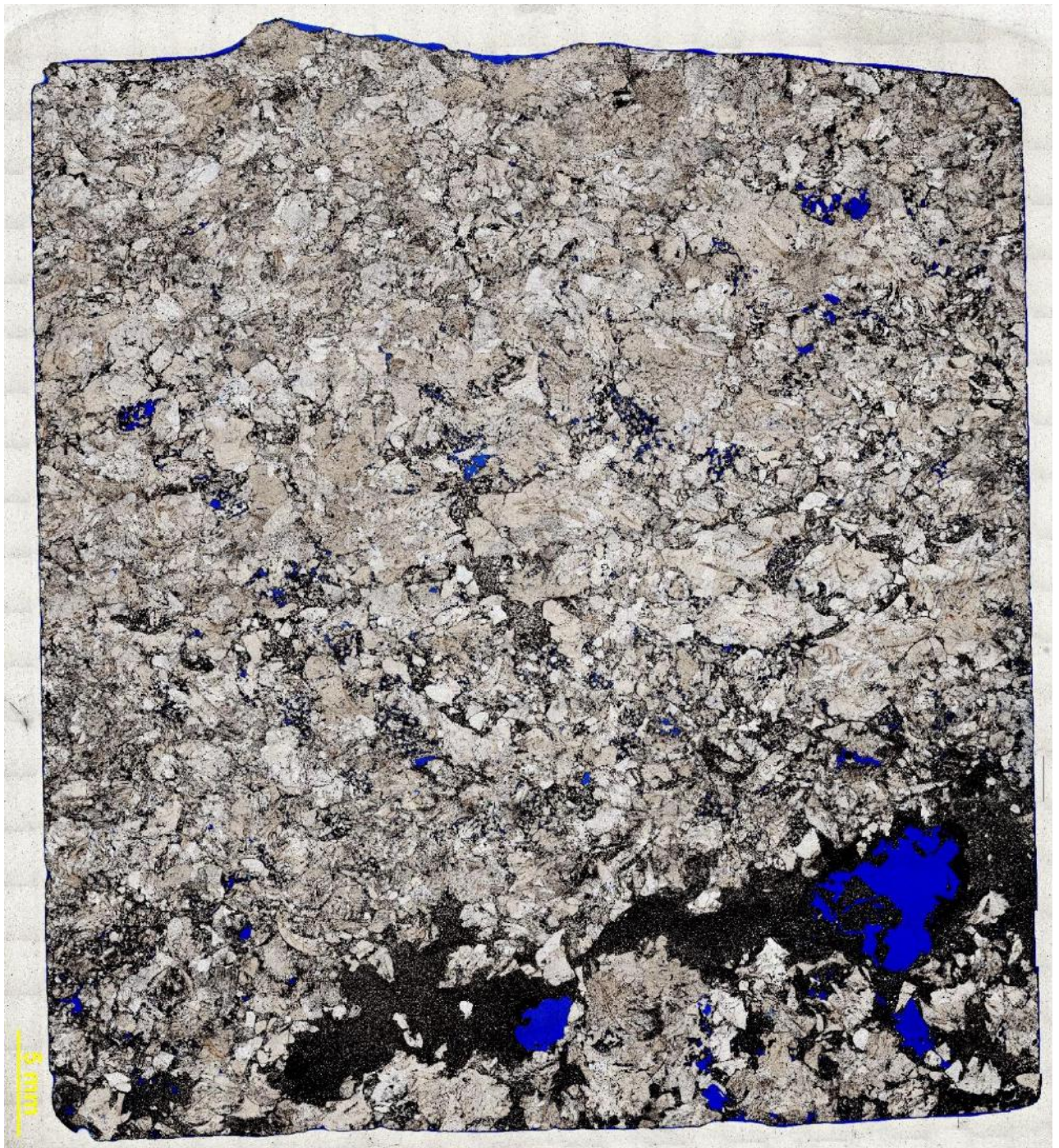
Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Física – contato pontual entre os grãos.

Porosidade: É baixa, do tipo interpartícula.

Cimentos: Isópaco.

Observações: A rocha apresenta alto grau de fragmentação e cimentação como um todo.

Profundidade 86,65m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Sparstone.

Classificação Embry e Klovan (1971): Crystalline.

Composição (%):

Arcabouço (80%): Composto por bivalvíos fragmentados.

Matriz (10%): Lama carbonática

Cimento (%): Ausente / não observado

Poros (10%): Interpartícula e vugular.

Granulometria: areia média a grossa.

Seleção: Bem selecionado.

Empacotamento: Denso.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Física – contato pontual entre os grãos.

Porosidade: É baixa, interpartícula e vugular (produto da dissolução).

Cimentos: Não observado.

Observações: A rocha como um todo está bem recristalizada, as valvas bem fragmentadas. A matriz é composta por lama carbonática mais localizada, grãos detríticos de quartzo, mica, feldspato.

Profundidade 86,82m



Classificação petrográfica: Calcário brechado?

Composição (%):

Arcabouço (%): Ausente;

Matriz (%): Micritica;

Cimento (%): Não observado

Poro (%): Porosidade de fratura?

Granulometria: Silte

Seleção: Não se aplica

Empacotamento: Não se aplica

Orientação das conchas: Não se aplica

Articulação: Não se aplica

Grau de fragmentação das conchas: Não se aplica

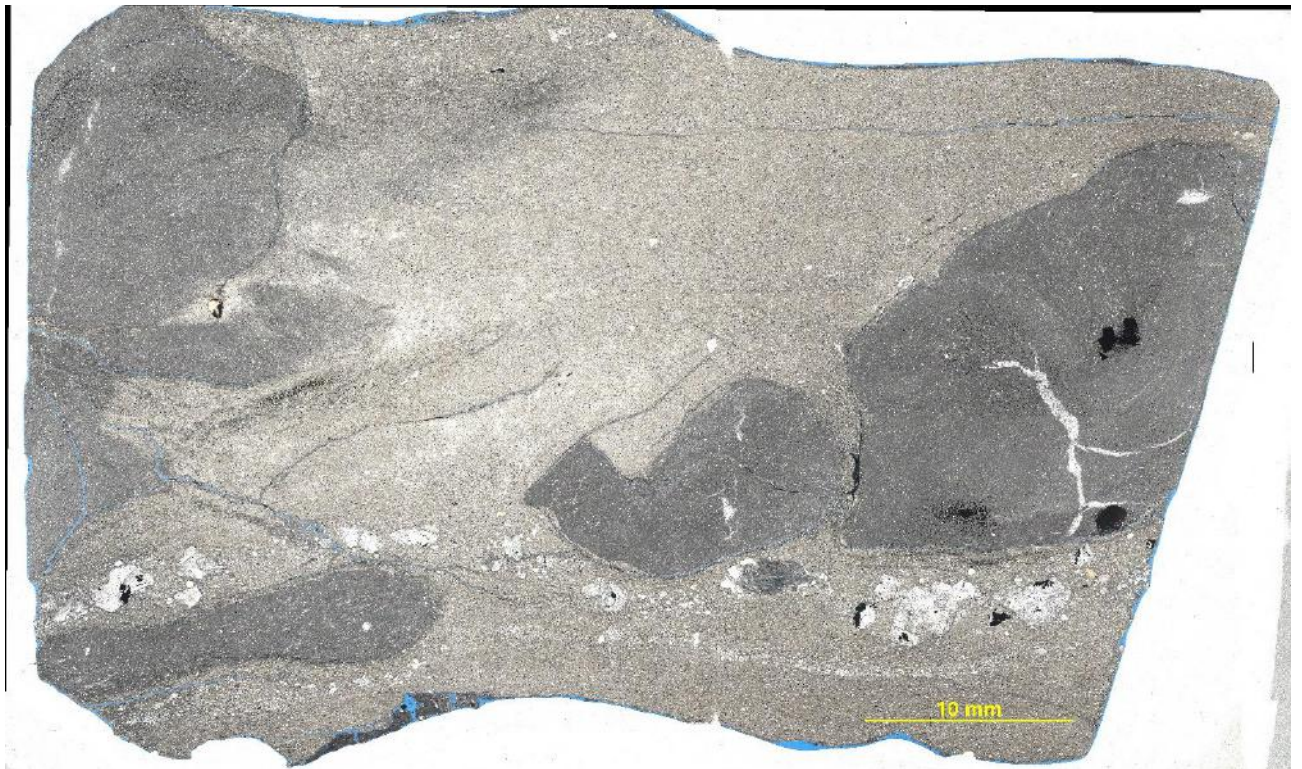
Processos e produtos diagenéticos: Não observado

Porosidade: Porosidade de fratura?

Cimentos: Ausente

Observações: Lâmina como um todo apresenta um aspecto brechado, fragmentos fosfáticos (provavelmente de peixes).

Profundidade 87,00



Classificação petrográfica: Siltito com concreções?

Composição (%):

Arcabouço (%): -

Matriz (%): Silte;

Cimento (%): -

Poros (%): -

Granulometria: Silte.

Seleção: Não se aplica.

Empacotamento: Não se aplica.

Orientação das conchas: Não se aplica.

Articulação: Não se aplica.

Grau de fragmentação das conchas: Não se aplica.

Processos e produtos diagenéticos: Não observado.

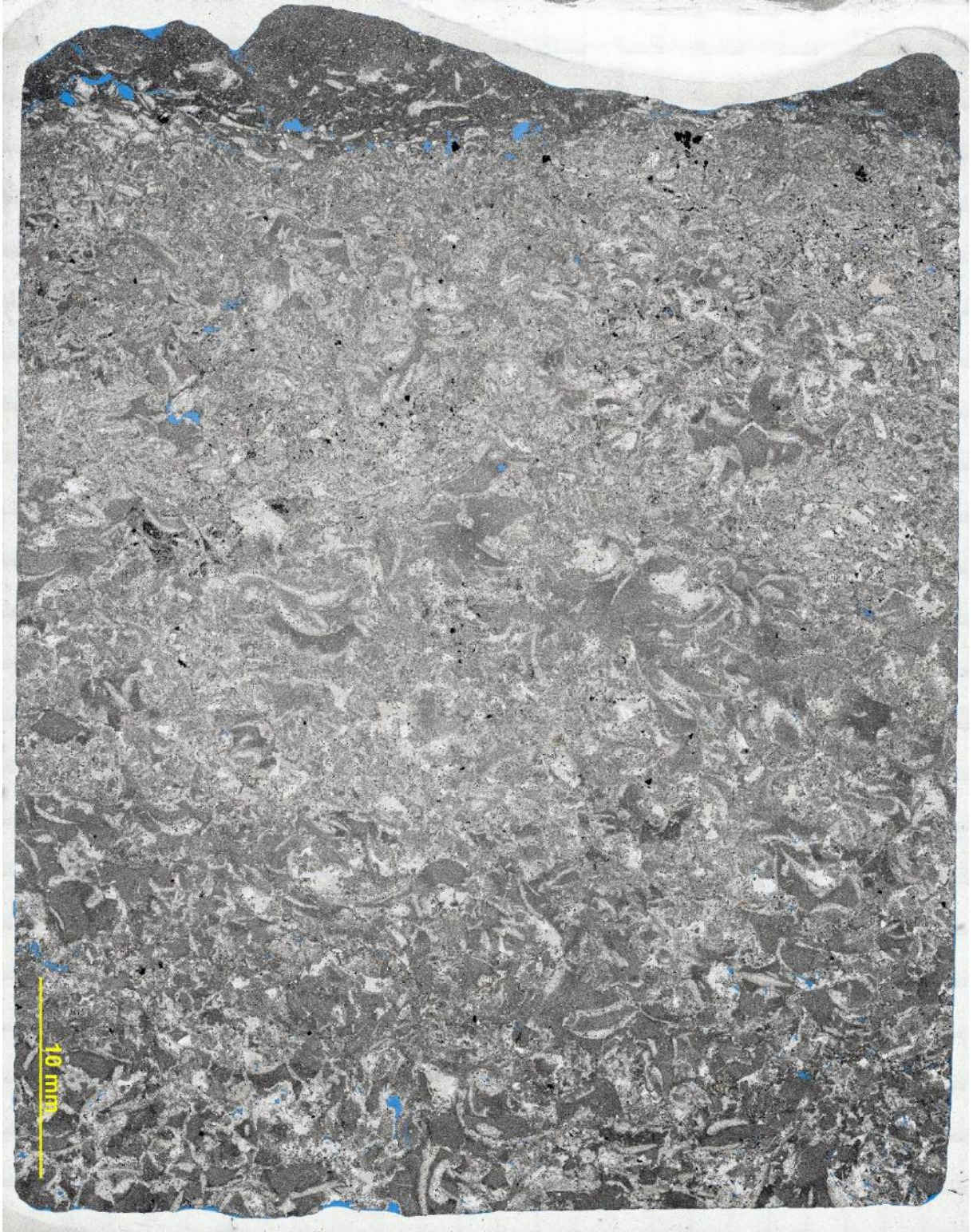
Porosidade: Não observada.

Cimentos: Não observado.

Observações: Matriz terrígena, um siltito com mica, grãos de quartzo. Com concreções e dentro dessas concreções existem estruturas septarianas e material micrítico. Resultado de um processo diagenético em uma concreção, "mudança da mineralogia" e aparecem fraturas dentro, que são preenchidas por calcita. Existem

também fragmentos de valvas de ostracodes. Provavelmente era um mudstone bioturbado cheio de micrita, que sofreu diagênese. Está piritizado. Bioturbação? Sucessão carbonática jogada numa sucessão terrígena?

Profundidade 87,10m



Classificação petrográfica (Borghi, 2020): Shellstone.
Classificação Embry e Klovan (1971): Packstone

Composição (%):

Arcabouço (85%): Composto por bivalvíos;

Matriz (5%): Micritica;

Cimento (5%): Isópaco;

Poros (5%): Interpartícula.

Granulometria: Areia média a grossa.

Seleção: Moderada.

Empacotamento: Denso.

Orientação das conchas: Caótica.

Articulação: Desarticuladas.

Grau de fragmentação das conchas: Parcialmente fragmentadas.

Processos e produtos diagenéticos: Compactação: Física – contato pontual entre os grãos.

Porosidade: É baixa, do tipo interpartícula.

Cimentos: Isópaco.

Observações: A rocha apresenta alto grau de fragmentação e cimentação como um todo.

APÊNDICE 2 – DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA (1:10)

- 82,30m – 83,05m => 0,75m

1. **Calcirudito (CRU)** – grânulo a seixo fino, pobremente selecionado, desarticuladas, parcialmente fragmentadas (SB), alta porosidade – heterogênea, interpartícula, móldica e vugular. É possível observar uma alta taxa de dissolução das conchas, manchas brancas (maior cimentação e possível presença de matriz?). Orientação das conchas é variável, (C) a dominância é concordante horizontal (Cu) concave down, alta dissolução.

- 83,05m - 83,60m => 0,55m

2. **Calcarenito (CRE)** - areia média a grossa, bioclastos tem granulometria que varia de 0,3mm a 0,5mm aproximadamente, pobremente selecionado, sem estratificação aparente, estilolito com alta amplitude, Hv, cimentação, presença de óxidos e pirita, porosidade visual moderada, interpartícula e moldica - patches de cimentação? bem recristalizado? muscovita?

- 83,60m - 84,15m => 0,55m

3. **Calcarenito (CRE)** - predomina areia grossa com alguns grânulos, é possível observar alguns cristais de quartzo e mica, moderadamente selecionado, aspecto brechado, valvas desarticuladas, parcialmente fragmentadas (SB), porosidade visual, interpartícula e móldica moderada, Hv, em algumas partes a orientação é oblíqua, níveis com concave up.

- 84,15m - 84,71m => 0,56m

4. **Calcirudito (CRU)** - areia muito grossa a grânulo (~0,6mm), predomínio de grânulos, pobremente selecionado, recristalização pervasiva, intraclastos indiferenciáveis pontuais, superfície de dissolução, Hv, maciça, plano de fratura, ~30% de matriz, presença de pirita, porosidade baixa.

- 84,71m - 85,25m => 0,84m

5. **Calcarenito (CRE)** - areia grossa, não parenta cimentação intensa, mas apresenta os patches (meio azulado), porosidade moderada interpartícula e moldica, presença de nódulos, aspecto brechado, orientação caótica, parcialmente fragmentadas (SB), desarticuladas, e apresenta certo grau de silicificação (partes bem cinzas).

- 85,25m - 86,83m => 1,58m

6. **Calcarenito (CRE)** - areia média a grossa, a média dos bivalves varia de 0,2mm a 0,6mm em média, o topo dessa camada apresenta granodecrescência ascendente, apresenta um nível no topo com orientação concave up, uma maior dissolução pode ser observada, no geral não apresenta orientação aparente, apresenta um certo grau de silicificação, plano de falha, PATCHES, parcialmente fragmentadas (SB), porosidade moderada interpartícula e móldica, difícil distinção mas essa camada apresenta uma quantidade maior de matriz, apresenta aspecto de oxidação, aspecto laminado, possível observar filmes de dissolução.
- 86,83m - 87,70m => 0,87m
7. **Calcarenito (CRE)** - 10cm do topo dessa camada é bem mais fino, aspecto laminado, presença de estilólitos, porosidade baixa, IP.
- TOPO - Calcarenito (CRE) muito fino lamoso/argiloso, aspecto nodular, empacotamento frouxo/disperso (D), estilólito, superfície de dissolução e silicificação, conchas espaçadas (concave up).
- BASE - Calcarenito (CRE) fino, a cimentação é intensa, aparentemente bem selecionado, patches não foram observados - na porção basal ocorrem nódulos carbonáticos dispersos.
- 87,70m - 88,05m => 0,35m (FILÉ)
8. **Fácies palustre (FP)** - camada cinza/esverdeada - nódulos de mm a cm cor bronze (fosfatos?), são observados estilólitos e superfícies de dissolução, assim como, presença de piritas euédricas. Ocorre um nível de calcarenito muito fino com PATCHES (ou silicificação), é possível reconhecer algumas valvas de bivalves.
- Essa camada apresenta uma baixa porosidade, como um todo vulgar móldica, ocorre concentração de lama/argila no topo e base preenchendo fraturas, a camada encontra-se extremamente fraturada. Aspecto brechado como um todo.
- 88,05m - 89,05m => 1,00m
9. **Calcarenito (CRE)** - areia muito fina a média (0,2mm a 0,4mm), empacotamento moderado, parcialmente fragmentadas (SB), orientação caótica, desarticuladas, porosidade moderada, patches estão presentes por

toda a camada preenchendo/infiltrando a matriz, presença de estilólitos e pirita. Alguns níveis são bem marcados pelos patches transição gradual.

- 89,05m - 90,05m => 1,00m

10. **Calcarenito (CRE)** - médio a grosso engrossando em algumas partes, empacotamento moderado, orientação caótica, parcialmente fragmentadas (SB), recristalização pode ser observada, porosidade é alta. Os primeiros 20cm são marcados por uma granulação mais fina, os bioclastos variam e 0,2mm, 0,4mm a 0,5mm vão aumentando conforme vão em direção a base. Porosidade aumenta do topo para base, aumenta porosidade, vugular, interpartícula.

- 90,05m - 90,48m => 0,43cm

11. **Calcarenito (CRE)** - o topo é composto por calcarenito grosso a muito grosso os tamanhos variam de 0,6mm, 0,8mm até 1mm. As valvas estão fragmentadas (SB), a orientação é caótica, porosidade alta, vugular.

- 90,48m - 90,96 => 0,48cm

12. **Calcarenito (CRE)** - fino a médio, 0,2mm a 0,5mm, a rocha apresenta um aspecto oxidante, com porosidade média pontual, vugular.

- 90,96m - 91,30m => 0,34cm

13. **Calcarenito (CRE)** - fino a médio, 0,2mm a 0,4mm, a rocha aparenta uma maior cimentação, leve laminação com os patches marcando essas laminações, a porosidade é baixa, interpartícula.

APÊNDICE 4 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Carbonatos continentais

Carbonatos não-marinhos (ou continentais) são originados em ambientes terrestres e aquáticos sem influência marinha. Estes carbonatos, podem ser formados por processos abióticos e/ou bióticos e diferem em muitos aspectos dos carbonatos marinhos Flügel (2004). As tabelas 2 e 3 abaixo resumem os principais tipos de carbonatos continentais. As coquinas da Formação Morro do Chaves são carbonatos continentais lacustres. Estudos correntes avaliam a possibilidade de influência pedogenética, caracterizando a margem do lago como carbonato palustre, objetivo principal deste trabalho.

Carbonatos continentais formados em ambiente subaéreo (Modificado de Flügel, 2004).

Carbonatos continentais formados em ambiente subaéreo	
Carbonatos pedogênicos	Formado pela acumulação de carbonato de cálcio em solos inconsolidados ricos em carbonatos.
Carbonatos palustres	Formado em ambientes lacustres e transicionais marinho/não marinho originados por oscilações do nível da água e caracterizado pela mistura de fácies de exposição subaérea e de água doce.
Cavernas, carstes	Formado pela precipitação de carbonato de cálcio em cavernas, resultando em espeleotemas.
Carbonatos eólicos	Sedimentação de material carbonático de tamanho areia fina depositado por ação do vento (eolianitos).
Carbonatos glaciais	Dissolução e recristalização de detritos carbonáticos transportados por geleiras, em depósitos glacio – marinhos

Carbonatos continentais formados em ambiente subaquático (Modificado de Flügel, 2004).

Carbonatos continentais formados em ambiente subaquático	
Travertino, tufa	Depósitos carbonáticos formados em ambientes subaquáticos sob ação hidrotermal, combinando processos bióticos e abióticos.
Carbonatos lacustres	Depósito e precipitação de carbonato de cálcio em lagos de diferentes salinidades e ambientes.
Carbonatos fluviais	Depósitos carbonáticos formados em rios originários da combinação de processos bióticos e abióticos.

Depósitos carbonáticos lacustres

Três fatores controlam a sedimentação e deposição dos carbonatos em bacias lacustres: a hidrologia, a entrada de sedimentos e a mudança na temperatura (Gierlowski-Kordesch (2010)). O clima e a tectônica influenciam esses três fatores em conjunto, tornando difícil a separação dos seus efeitos na sedimentação do lago. Por exemplo, a entrada de água, é controlada pela hidrologia (configuração tectônica) como também pelo clima.

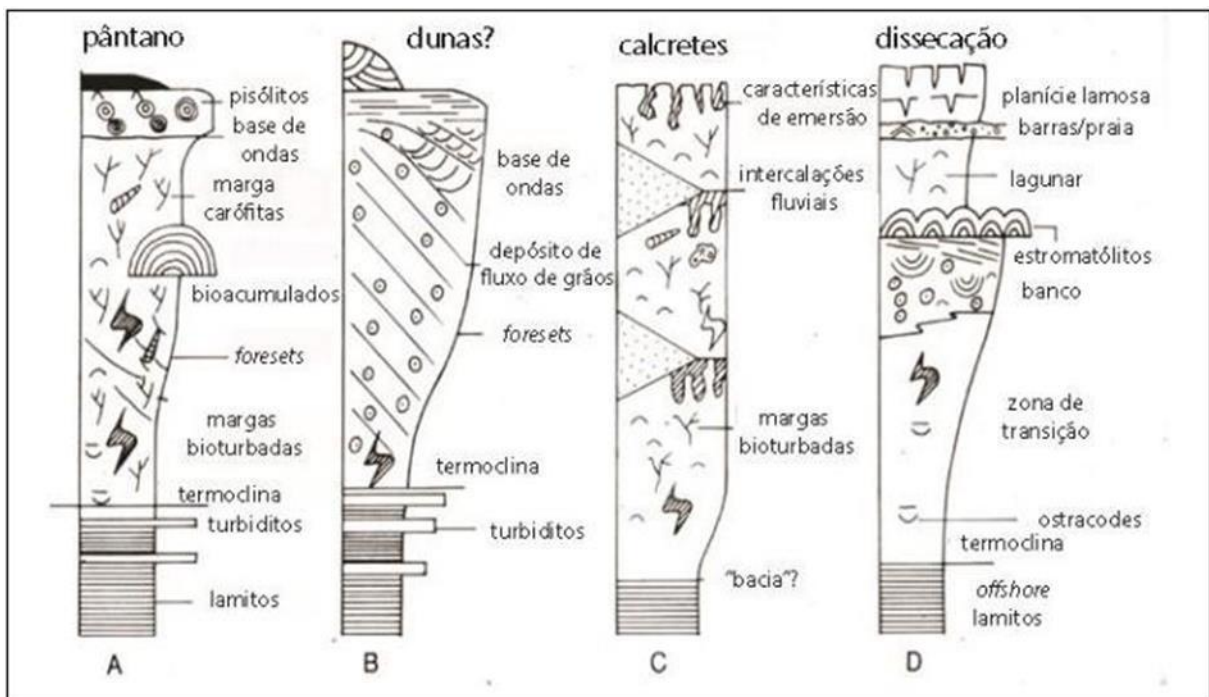
Wright (2012) registra que em muitos lagos formados em sistemas rifte, existe a alimentação por sedimentos vulcânicos, o que contribui para o aumento do pH e de Mg nas águas. Como consequência ocorre a precipitação de estevensita e outros argilominerais magnesianos. Uma outra possibilidade citada pelo autor é a atividade microbiana que também influenciaria na química dos lagos.

Harris et al. (2013), reconhecem que a existência de um lago é essencialmente controlada pelas taxas relativas de mudança no espaço de acomodação, suprimento sedimentar e água. O tipo de lago é resultado de quanto o espaço de acomodação é preenchido pelos sedimentos em um determinado intervalo de tempo.

Duas categorias de lagos foram reconhecidas Platt & Wright (1991), sendo elas: lagos de configuração aberta, que recebem maior influência hidrológica, e lagos de

configuração fechada, que dependem do clima para receber descargas hidráulicas. A maioria dos lagos são geralmente de sistemas fechados, suscetíveis a altas variações químicas e rápidas e frequentes variações do nível do lago. Lagos que seguem essa configuração receberem quantidades muito pequenas de sedimentos, dependem da vazão de rios, e são muito sensíveis às mudanças climáticas e de espaço de acomodação.

Platt & Wright (1991) desenvolveram um modelo simplificado de fácies (Figura 11). Onde dividem os depósitos carbonáticos lacustres em bancos de baixa e alta energia (dominados por ondas) e rampas de baixa e alta energia (dominadas por ondas). Os depósitos de bancos ocorrem nas margens e os de rampa na parte mais profunda da bacia.



Modelos de fácies dos depósitos carbonáticos lacustres mostrando típico raseamento para o topo. Modificado de Platt & Wright (1991).

Carbonatos palustres

A importância e dificuldade do estudo desse tipo de carbonato foi antecipado por Freytet (1965,1971). Nesses artigos, foi apresentada a ideia de que os carbonatos palustres são paleossolos que foram formados em um substrato de carbonatos lacustre e, portanto, o estudo deles deve ser realizado do ponto de vista pedológico.

Essas conclusões foram claramente apresentadas por Freytet & Plaziat (1982), no que pode ser considerado como um clássico não só no estudo de sedimentos de lagos rasos, mas também de solos carbonáticos. De acordo com Freytet (1984), um calcário palustre deve apresentar características tanto de um depósito lacustre primário (características sedimentares) quanto devido a transformações posteriores (organismos, traços de raiz, desidratação, remobilizações pedogéticas). Para Flügel (2010), carbonatos palustres são depósitos que exibem evidências de intensa modificação pedogenética.

Carbonatos palustre podem ser considerados, em ambientes continentais, como um intermediário entre carbonatos claramente formados em condições de exposição sub-aérea (calcrete e carst) e aqueles formados em ambientes lacustres perenes. Por esse motivo, eles têm características de ambos, de terem sido formados sob condições subaquosas e de terem sido formados sob condições subaéreas. As características da exposição subaérea como pseudo-microcartes, marcas radiculares, marmorização, nodulização, calcário granular e brecha, etc são permanentes, mas são muito semelhantes aos calcretes, tanto pedogênicos como freáticos.

Existem alguns fatores que controlam o desenvolvimento das fácies palustres são elas: 1) o nível da água do lado (nível mínimo e nível máximo do lago); 2) o clima; 3) a tectônica. O clima e a tectônica são os principais controladores da sedimentação palustre, sendo intimamente relacionados devido à fragilidade do ambiente

deposicional palustre. Alonso – Zarza (2003); Alonso-Zarza, A.M. (2010). O clima afeta a deposição de carbonatos devido ao controle hídrico, fazendo com que haja oscilações do nível d'água com o aumento ou diminuição da precipitação. Já a tectônica afeta os sistemas palustres, modificando o gradiente topográfico da região do corpo hídrico e definindo as áreas mais propícias à sua formação, bem como controlando o aporte sedimentar. Alonso – Zarza (2003); Alonso-Zarza, A.M. (2010). (Figura 12).

Existem três parâmetros que permitem a formação de carbonatos palustres: 1) o nível freático tem que subir para que possa haver precipitação de carbonato dentro de um corpo de água, mesmo que seja sujeito a exposições periódicas, se o lençol freático não surgir, eles podem gerar calcretes pedogênicos e freáticos 2) o substrato modificado pelos processos edáficos (pertencentes ao solo) é necessariamente a lama micrítica lacustre; os calcretes podem ser formados em qualquer tipo de substrato e 3) o tempo de exposição não deve ser muito alto, caso contrário, seriam gerados calcretes pedogênicos.

Em ambientes palustres, para que as fácies se desenvolvam é necessário ter essencialmente um corpo aquoso. Neste tipo de ambiente, as fácies se desenvolvem e se modificam conforme há a expansão e a contração da lâmina d'água. Por essa razão, para o estudo de carbonatos palustres devemos considerar o ambiente como um todo, não podemos individualizar os ambientes. Uma vez que, os ambientes lacustres e palustres estão intimamente associados e a sua distinção muitas vezes só é feita com trabalhos de campo e um estudo mais detalhado do ambiente, para uma melhor compreensão de como aconteceu essa variação lateral.

Dessa maneira, podemos concluir que o ambiente lacustre não ocorre somente onde o corpo aquoso se encontra, mas também engloba toda a região de expansão e

contração do mesmo, onde as fácies palustres tem a sua maior tendência de produção. Podendo assim ocorrer uma alternância entre fácies palustres e as lacustres.

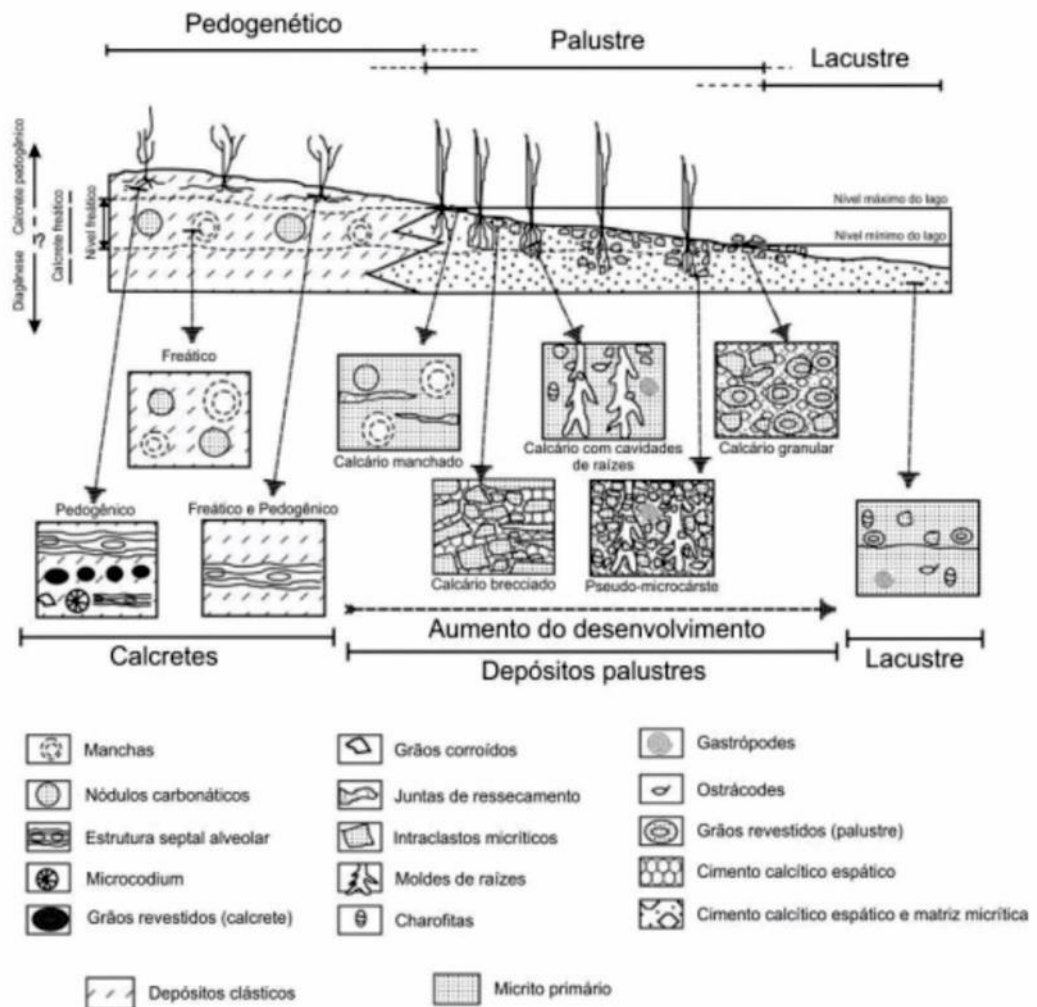
Uma deposição próxima às condições subaéreas promove a associação de carbonatos lacustres com gretas de ressecamento e horizontes de solo, sendo que, à medida que os processos pedogenéticos avançam, eles se tornam mais semelhantes a calcretes. Por essa razão, estes carbonatos foram originalmente classificados como paleossolos sobre sedimentos carbonáticos lacustres. Platt (1989); Garcia et al. (1992). O reconhecimento da origem do sedimento micrítico primário é importante na classificação de carbonato palustre, Freytet et al. (2002), possibilitando sua distinção de calcretes.

Carbonatos palustres geralmente ocorrem em lagos com baixo gradiente e margens com baixa energia, Platt & Wright (1991), e em lagoas de curta duração isoladas entre sedimentos siliciclásticos, Nickel (1985); Sanz et al. (1995) ou mesmo em ambientes peritidal (perimará).

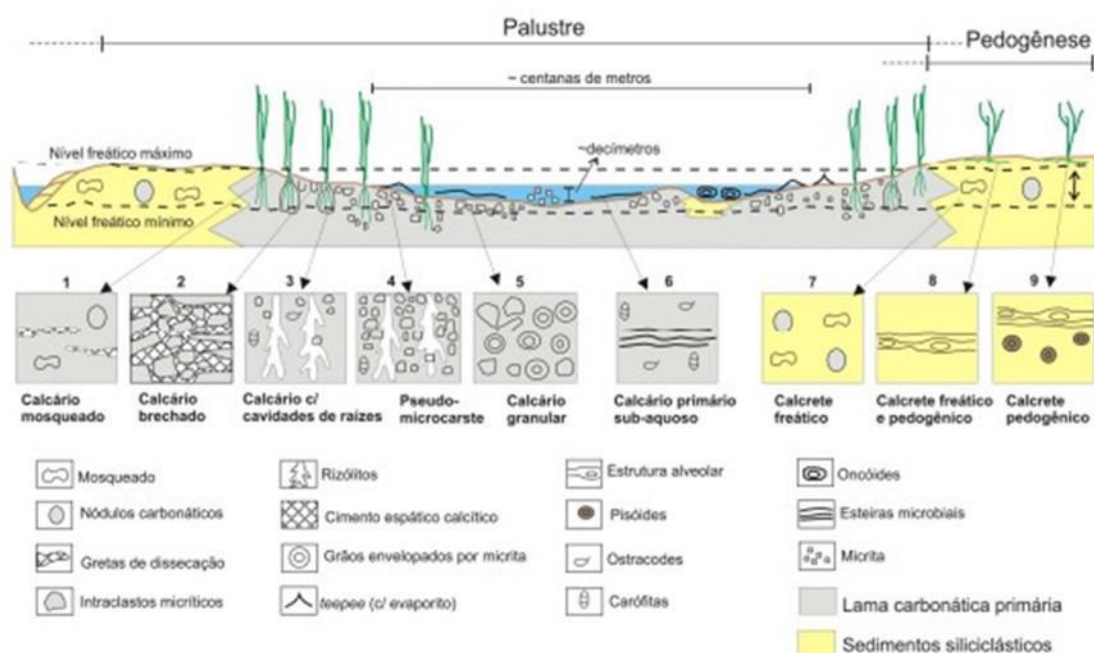
Em leques aluviais áridos e semi-áridos, os carbonatos geralmente estão associados às margens distais dos leques como produtos de evaporação e precipitação química, bem como de atividade biogênica Nickel (1985). Essa tendência é particularmente verdadeira em Suez e Aqaba, onde sabkhas e recifes de coral se desenvolveram na costa.

Em todos os casos, são necessárias superfícies relativamente planas e com baixa energia hídrica. Nestas circunstâncias, a lama carbonática com carófitas, moluscos, e ostracodes, etc., é facilmente apresentada com a exposição subaérea após uma pequena queda do nível do lago ou lagoa. Os processos pedogênicos

modificam, portanto, a lama lacustre que dá lugar a uma variedade de fácies e texturas palustres, recentemente revisados por Freytet & Verrecchia (2002).



Características principais de fácies palustres, lacustres e calcretes. (Traduzido de Alonso – Zarza, 2003).



Associações de fácies palustre e de calcarete com os aspectos petrográficos das fácies: 1-5: depósitos carbonáticos palustres; 6: depósitos carbonáticos primários não modificados; 7-9: calcaretes (Zarza, 2003 apud Teixeira, 2012).

Depósitos palustres podem ser reconhecidos através da identificação das características descritas por Freytet & Verrecchia (2002), incluindo marmorização, nodulização e recristalização pedogênica, rachaduras por dessecação, traços de tocas e raízes e o chamado pseudomicrocarst. Além disso, fungos radiculares, estruturas fenestrais e alveolares, indicando a influência da cobertura vegetal, são comuns em muitos calcários palustres. Todas essas características conferem aos depósitos lacustres um conjunto distinto de fácies descrito por Alonso-Zarza (2003) e ilustradas nas figuras e foram detalhadas abaixo.

Fácies 1: Calcários manchados

Consiste em calcários manchados que são micritas com pequenas quantidades de grãos detríticos. Eles mostram manchas na coloração amarelo-laranja-vermelho (Figura 1D) que, no microscópio, é visto como halos muito difusos e um tanto escuros. Carófitas, gastrópodes, ostracodes ou quaisquer outros restos fósseis são

relativamente raros nestas fácies. As áreas manchadas podem ser delineadas por fendas/rachaduras de dessecação, que mostram diferentes morfologias, como carbonatos palustres circungranulares, planares ou irregulares. Essas rachaduras são preenchidas tanto por microesparita quanto pela calcita espática em blocos (Figura 1E). Comumente podemos ver evidências de vários estágios de cimentação.

Calcários manchados ou marmorizados indicam a remobilização do ferro devido a mudanças no Eh das águas subterrâneas quando o lençol freático oscila Freytet, (1973). Isso ocorre quando o teor de ferro do sedimento é inferior a 2%. O manganês e o cálcio também podem migrar com ferro, permitindo a formação de nódulos ferruginosos, vazios tubulares, concreções e crostas de ferro (Freytet & Verrecchia, 2002). Freytet (1973) e Freytet & Plaziat (1982) forneceram descrições claras e interpretações de todas essas características. A mancha é semelhante à reconhecida em paleossolos mal drenados (gleissolos), como descrito por PiPujol & Buuman (1997) do Eoceno da Bacia do Ebro.

Fácies 2: Calcários nodulares e brechados

Os calcários nodulares e brechados consistem em nódulos de micrita irregulares em escala de centímetros, imersos em uma matriz calcária, ou separados por diferentes tipos de fissuras que podem permanecer vazias ou preenchidas com microspáritico e/ou calcita espática. A morfologia dos nódulos varia de arredondada a angular, formando uma brecha. A micrita pode conter grãos detríticos e fragmentos de carófitas, (Figura 1F) ostracodes ou moluscos. Calcários nodulares podem ser de cor clara (micrítica) e mais escuras (recristalização), são comuns também manchas indicando (pseudogleissolos). O processo de nodulação foi claramente explicado por Freytet (1973), a formação de fissuras lineares e curvas é uma característica

marcante, assim como, seu posterior preenchimento sob condições oxidantes vadosas e freáticas.

Estes calcários podem formar acamamentos simples, de metros de espessura, indicando que toda a sucessão lacustre foi exposta a condições subaérea, durante um único ou vários eventos. Em outros casos, apenas a parte superior (topo) ou a inferior (base) do depósito lacustre é nodular ou brechada, indicando menos exposição e a evolução do nível do lago. Fenestras irregulares também estão presentes, embora não se limite a essa fácies.

Características semelhantes são geralmente encontradas em sucessões intermaré, onde os ciclos entre períodos mais secos e úmidos são frequentes. Sua presença em algumas sucessões palustres é uma evidência de curtos períodos de exposição e (re) encharcamento ao longo das margens/costa ou em pântanos (áreas úmidas).

Fácies 3: Calcários com cavidades radiculares verticais (marca de raiz)

São calcários ricos em matriz com conchas gastrópodes, carófitas, ostracodes, rachaduras de dessecação e estruturas fenestral e alveolar (Figura 2A). As cavidades radiculares são grandes, irregulares e verticais com vários centímetros de largura e com comprimentos até escala decimétrica. Eles são geralmente mais largos no topo das camadas e afunilam para baixo. Essas cavidades podem estar vazias ou parcialmente preenchidas com matriz micritica, microporos, intraclastos, bioclastos e cimento. Calcários com cavidades radiculares verticais ocorrem como leitões tabulares ou exibem uma superfície superior ondulada e convexa (Figura 1A). Outra característica dessas fácies é que ela é comumente mais endurecida do que qualquer outro depósito palustre ou lacustre e, é, portanto, proeminente na escala afloramento.

Calcários com cavidades radiculares verticais geralmente exibem uma estrutura colunar. As colunas alongadas verticalmente podem chegar a ter até 10 cm de diâmetro e podem atingir 1m de comprimento, rachaduras horizontais também são uma característica comum. Acredita-se que as colunas se formam pela calcificação em torno de raízes penetrantes verticalmente. As raízes e os microrganismos associados também podem brechar e nodular a lama carbonática do hospedeiro em áreas de influência rizosfera. Este efeito é especialmente visível em sedimentos margosos.

Fácies 4: Pseudomicrocarst

Consiste em calcários com pseudomicrocarst, Plaziat & Freytet (1978) introduziram este termo para descrever calcários com cavidades irregulares e complexas que se assemelham a um sistema cárstico no qual as cavidades são pequenas, principalmente cilíndricas, e alongadas verticalmente. As cavidades individuais têm apenas alguns centímetros de comprimento, mas estão associadas a redes maiores na escala decimétrica. O prefixo 'pseudo' é usado porque o aumento das cavidades é principalmente mecânico (atividade e dessecação das raízes); dissolução é apenas um processo menor (subordinado). As cavidades apresentam limites acentuados e são comumente muito irregulares na forma (Figura 2B). No entanto, em alguns casos, as margens são arredondadas, indicando que alguma dissolução também ocorreu Platt (1989). As redes pseudo-microcarste parecem ter se desenvolvido a partir de cavidades radiculares verticais que são conectadas horizontalmente; isso ocorre especialmente no topo das camadas. Rachaduras de dessecação são comuns e dispostas em uma rede ortogonal; eles podem cortar cavidades radiculares. Os preenchimentos de cavidade são complexos e incluem peloides, grãos revestidos e intraclastos bem como diferentes tipos de cimentos,

desde a zona vadosa até espárito de blocos grosseiros (Figura 2C). A sucessão desses cimentos é um critério para decifrar os movimentos do lençol freático. (Freytet & Plaziat, 1982).

Fácies 5: Peloides, grãos revestidos e/ou calcários com intraclásticos

Peloides, grãos revestidos e/ou calcários intraclásticos são componentes importantes dos calcários palustres. Os peloides são grãos arredondados formados por micrita, incluindo alguns grãos de argila, pseudosesparita ou micrítica, e podem ter até vários milímetros de diâmetro (Figura 2D).

Os intraclastos variam em tamanho, de milímetro a vários centímetros de comprimento; são arredondados podendo apresentar-se angular e, comumente mal selecionados. São compostos por micrita com escassos detritos fósseis. Moldes radiculares, estruturas septais alveolares Wright (1986), filamentos orgânicos (Figura 2E) e diferentes tipos de trincas/rachaduras de dessecação são facilmente reconhecidos dentro dos intraclastos, bem como nos poros intragranulares. Os grãos peloidais, e intraclastos são comumente cimentados por mosaicos de calcita, dos quais os tamanhos variam entre microsparítico a cristalino grosso. Esses sedimentos ocorrem em diferentes tipos de cavidades e formam uma rede complexa. A formação dessa fácies se dá através do processo de grainificação Mazzullo & Birdwell (1989); Wright (1990), que também ocorre em ambientes peritidal. Ocorrem como leitos formados inteiramente dessas fácies no topo ou na base de depósitos lacustres e peritidas, ou preenchendo diferentes tipos de cavidades. Uma característica é que tanto os próprios grãos quanto as cavidades e matrizes circundantes mostram evidências claras de múltiplas fases de fragmentação (granulação), revestimento, sedimento interno, deposição de microsesparita e cimentação com calcita em blocos.

Fácies 6: Calcrete laminar

Calcretes laminares apresentam características comuns, consistem em micritas laminares muito irregulares do tipo formato de folha ou estomatolíticos. Algumas formas são densamente laminadas, mas outras são fenestrais.

Algumas formas de crostas são associadas a perfis de calcretes, as primeiras são semelhantes às crostas associadas a perfis de calcretes mas estas últimas são esteiras radiculares calcificadas Wright et al. (1988). Em todos os casos, a micromorfologia mostra uma ampla gama de estruturas biogênicas, como filamentos orgânicos calcificados, estruturas septais alveolares, fibra calcítica e peloides, entre muitos outros Alonso-Zarza & Wright (2010). Em certas situações, as esteiras radiculares formadas no lençol freático podem tornar-se calcificadas (Mount & Cohen, 1984), e a ocorrência comum de tais características em sucessões palustres é uma evidência de lençóis freáticos próximos à superfície em torno das margens do lago e em áreas úmidas.

Fácies 7: Marga rica em orgânicos e argilas

Fácies 7 consiste em marga rica em orgânicos (que contém quantidades significativas (> 3%) de carbono orgânico) e argilas que são tipicamente maciças a mal laminadas e que incluem quantidades variadas de conchas de gastrópodes fragmentados, restos vegetais, nódulos carbonáticos localizados, e intraclastos de carbonato e argila. Geralmente, esses depósitos são muito ricos em restos de micromamíferos, para que possam fornecer dados cronostratigráficos úteis, como em Teruel Graben (Espanha) Alonso-Zarza & Calvo (2000). Estas margas e argilas ocorrem entrelaçadas com depósitos clásticos ou entre carbonatos de ambientes lacustres/palustres, mostrando limites agudos ou transitórios.

Fácies 8: Canais cheios de carbonato

Os canais preenchidos com carbonato que constituem a fácies 8 estão alojados irregularmente com superfícies erosivas mais baixas (inferiores) e superiores, normalmente planares com traços radiculares (podendo mostrar estruturas prismáticas). O preenchimento do canal contém oncoides, bioclastos, fitoclastos e grãos micríticos retrabalhados (Figura 2F). Os canais estão frequentemente estreitos com associação de margas ricas em orgânicos nos quais foram corroídos. Em alguns casos, esses preenchimentos de canal provavelmente indicam períodos mais longos de dessecação dos sedimentos lacustre e posterior retrabalho por incisão de canais fluviais que danificaram os depósitos de carbonato palustre dessecados.

Fácies 9: Margas verdes a marrons

Formada por margas verdes a marrons que geralmente são maciços a ligeiramente laminados. Eles incluem alguns nódulos de carbonato micrítico, milímetros de diâmetro e tubos de raiz cilíndricas preservados em carbonato. Eles podem ser intercalados com quaisquer outros depósitos, seja clástico ou carbonático. Apresentam traços radiculares e rachaduras de dessecação, que contribuem para sua brechação. (Figura 2G). Mudanças de cor são indicativas da evolução do solo e das águas superficiais. Ocasionalmente, pequenas camadas de iodo onduladas são intercaladas dentro delas. Essas margas representam as áreas das lagoas do leque distal próximo das margens do lago ou os depósitos de lama úmida de um ambiente mais amplo do lago; em ambos os casos, representam áreas de pântano com uma extensa cobertura vegetal e um lençol freático elevado.

Fácies 10: Travertinos

Os travertinos podem se formar em *vents* de nascentes ou em piscinas marginais de nascentes Szulc et al. (2006), a partir da descarga de águas subterrâneas com

temperaturas mais elevadas, águas térmicas. Travertinos de ambos os locais são muito ricos em algas calcificadas e plantas vasculares. Depósitos marginais de piscinas incluem calcários peloidais finamente laminados. As incrustações são devido à calcificação produzidos por colônias microbianas epifíticas que cobrem as plantas vasculares.

No Triássico Superior do sul da Polônia, a presença de travertinos na região de ambientes palustres indica que a fonte de água era uma antiga área cárstica hidrotérmica. Na Formação Aguilar (norte da Espanha), a ocorrência de travertinos intercalados entre depósitos lacustres/palustres é controlada por uma linha de falha ativa que favorece a descarga de água no sistema Hernández et al. (1998).

Fácies 11: Depósitos de tufa

Os depósitos de tufa são depósitos de água doce calcária produto da precipitação de águas ricas em carbonato de cálcio à temperatura ambiente, que contêm restos de micro e macrófitas, invertebrados e bactérias Ford e Pedley (1996). Depósitos de tufa são comuns em sistemas fluviais; palustres; lacustres, como no Mioceno da Bacia do Ebro Vázquez-Urbez et al. (2002) no Paleogeno de Maiorca (Arenas et al., 2007) e no Quaternário em Bonito na região sudoeste de Mato Grosso do Sul Sallun Filho et al. (2009) para os quais diferentes modelos sedimentares foram propostos. No entanto, os recursos de exposição, como fissuras por dessecação ou recursos relacionados à raízes, são difíceis de serem observados nas fácies das tufas, provavelmente devido ao grande tamanho dos grãos dos depósitos. As fácies normalmente incluem *boundstones*, *rudstones* e *packstones* com briófitas, caules, fitoclastos e *rudstones* oncolitos, entre muitos outros componentes Arenas et al. (2007).

Fácies 12: Outros depósitos palustres não carbonatados

Todos os outros depósitos palustres não carbonatados estão incluídos na fácies 12. Eles são comuns no registro sedimentar e constituem o principal par de um conjunto de evaporitos, dolomitas e argilas, incluindo lamas dolomíticas com características de exposição subárea Calvo et al. (1995) e sulfatos bioturbados, principalmente gesso lenticular com várias modificações por plantas e animais, formadas em áreas lacustres marginais Rodríguez-Aranda & Calvo (1998). De especial interesse são as argilas ricas em Mg, como a sepiolita e a palagonite, que podem mostrar exatamente as mesmas características dos carbonatos palustres, como a brechação e a nodulização. Essas argilas especiais podem incluir sepiolita que foi precipitada diretamente em lagoas e que foi modificada pedogenicamente mais tarde Bustillo & Alonso-Zarza (2007).

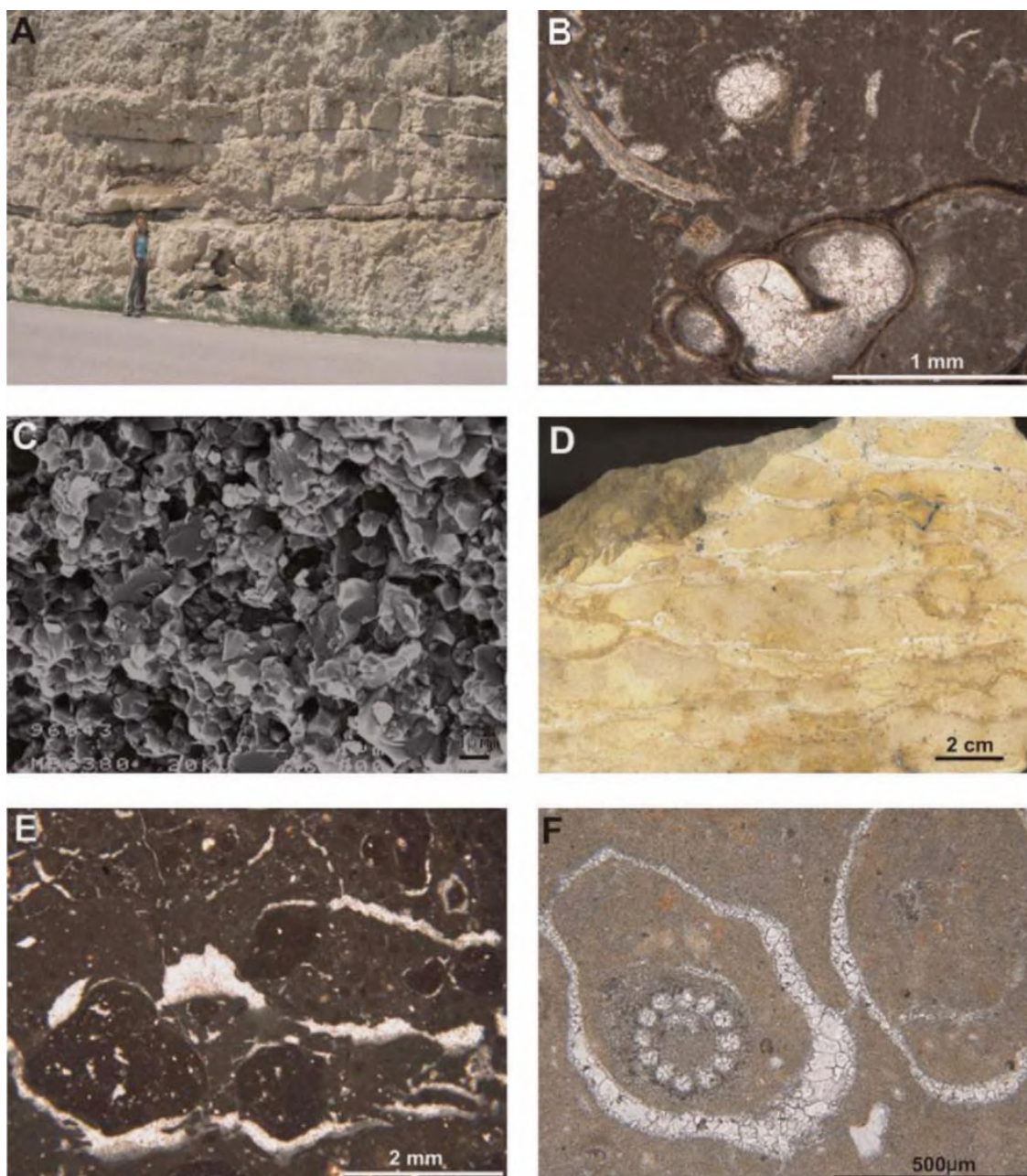


Figura 1 - Fácies lacustre e palustre antigas. (A) Carbonatos palustres nodulares mostrando topos irregulares e algumas margas intercaladas. A figura tem 1,60m de altura. (B) Wackestone lacustre com gastrópodes e carófitas. Este é o aspecto comum das lamas lacustres iniciais ao microscópio. (C) SEM imagem da lama lacustre. Os cristais são finos (cerca de 1 mm) e mostram diferentes morfologias, geralmente sub-euédricas. (D) Amostra manual polida de um calcário manchado e 'in situ' com halos irregulares mais escuros. As fissuras por dessecação são horizontais, seguindo os planos de acamamento; eles são preenchidos por micrite e silte vadose. (E) Fotomicrografia de um calcário manchado mostrando zonas com coloração preferencial de Fe e rachaduras planas irregulares por dessecação, preenchidas por silt vadose e posteriormente por esparita grossa. (F) Fotomicrografia de um calcário nodular com fissuras circulares, que neste caso envolvem uma haste de carófitas. Alonso-Zarza & Wright (2010a).

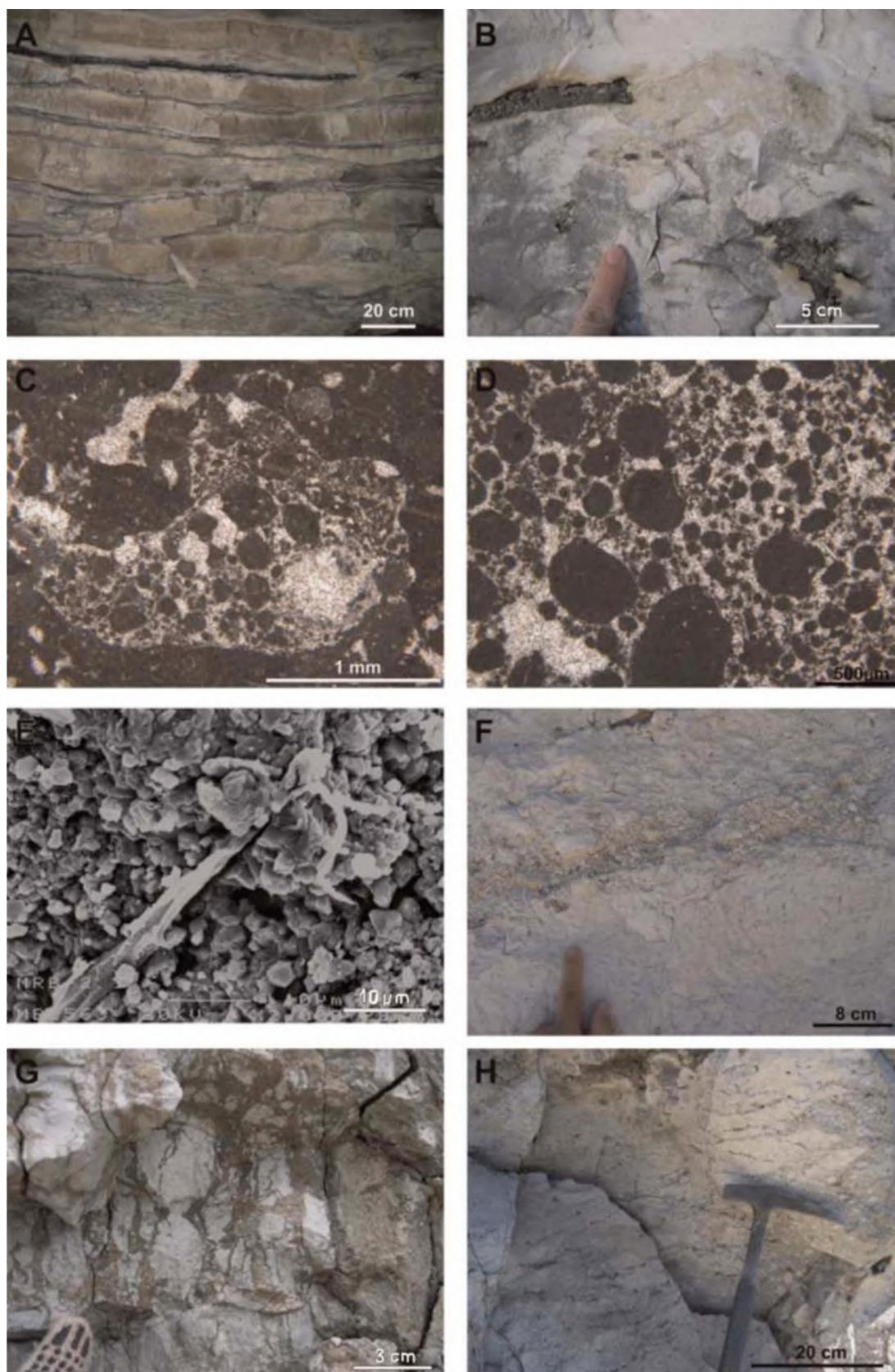


Figura 2 - Fácies palustre antiga. (A) Camadas de palustres de decímetros de espessura carbonatas, cujos topos contêm raízes verticais. (B) Parte superior de um leito palustre com pseudomicrocarst altamente irregular preenchido por clastos micríticos. As cavidades são muito irregulares. (C) Fotomicrografia de um preenchimento pseudomicrocarst consistindo de grãos micríticos embutidos em cimento de calcita. (D) Calcário peloidal. Os peloides são mais ou menos arredondados e apresentam má classificação. Neste caso, não apresentam

revestimentos micríticos. (E) Vista SEM dos calcários peloidais. Os cristais de micrite são muito finos. Filamentos orgânicos, contribuindo para a quebra da micrita, são visíveis. (F) Conglomerados constituídos por clastos calcários derivados dos calcários palustres inferiores com dessecação e vestígios de raízes (acima do dedo). (G) Camadas de margas verdes com vários tipos de dessecação e rachaduras nas raízes resultantes da brechação in situ da cama; intraclastos são visíveis. (H) Leito de sepiolita palustre, apresentando as mesmas características dos carbonatos palustres, como dessecação, formação de intraclastos e algum retrabalhamento. Neste caso, a cama é silicificada. Alonso-Zarza & Wright (2010a).

Carbonato palustre no registro geológico

Os carbonatos palustres são bons indicadores das condições paleoambientais em que se formaram. O clima e a vegetação são dois fatores que interferem claramente em sua formação, sendo o clima semi-árido o semi-úmido os mais favoráveis. A presença de carbonatos palustres no registro geológico também é um indicativo de áreas ou períodos com pouca entrada de sedimentos terrígenos. A transição gradual desde depósitos de planície de inundação para carbonatos palustres é um indicativo do aumento progressivo do nível freático nas planícies de inundação, enquanto que transições repentinas podem indicar a desestabilização do nível base controlado por pulsos tectônicos.

Em resumo, a formação de carbonatos palustres responde a tantos fatores que seu estudo e as características que eles contêm oferecem dados indispensáveis para entender o funcionamento dos sistemas deposicionais continentais do registro geológico. Nos últimos anos, o número de trabalhos sobre esses depósitos aumentou significativamente, mas são necessários mais progressos para alcançar o grau de conhecimento que temos sobre carbonatos marinhos e localizá-los em um modelo de estratigrafia sequencial válido para bacias continentais.

Análogos recentes para esses ambientes sedimentares deveriam ser amplamente reconhecíveis, mas o comportamento humano provavelmente contribuiu para a perda de muitos desses lugares. Os Everglades da Flórida foram considerados um análogo atual de um ambiente de água doce palustre Platt & Wright (1992).

Isótopos estáveis em carbonatos palustres

A composição de isótopos estáveis de carbono e de oxigênio nos carbonatos palustres tem sido utilizada como uma ferramenta para obter informações sobre o clima, a vegetação, a hidrologia, a química da água do lago e a influência de processos diagenéticos, pedogenéticos entre outros. No entanto, a interpretação dos dados coletados não é uma tarefa fácil, pois os números finais obtidos refletem não apenas processos que ocorrem dentro do próprio lago, mas também o grau de modificação que o sedimento tem sofrido. Portanto, um grande número de fatores está envolvido.

Os valores de isótopos de oxigênio $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos lacustres refletem a composição da água do lago. Isso depende da composição isotópica de água da chuva nas bacias de drenagem, da evaporação potencial, da influência dos fluxos de águas subterrâneas e de mudanças nas diferentes fontes de água. Além disso, durante a precipitação dos carbonatos há fracionamento devido à temperatura da água e aos processos biológicos que operam no lago Valero Garcés & Kelts (1997).

Os níveis de isótopo de carbono $\delta^{13}\text{C}$ para lagos são controlados principalmente por fatores biogênicos McKenzie (1985). As altas taxas de produtividade orgânica nos lagos causam uma diminuição de ^{12}C dissolvido na água do lago, enquanto os carbonatos precipitados são enriquecidos em ^{12}C Kelts & Talbot (1990); Talbot & Kelts (1990). O tipo de cobertura vegetal da área do lago circundante pode também refletir nos valores $\delta^{13}\text{C}$. Se as usinas C_3 forem dominantes na área, as águas da bacia de drenagem serão enriquecidas em ^{12}C , e isso será refletido nos carbonatos precipitados no lago Valero Garcés et al. (1995).

A covariância entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ tem sido usada como critério de distinção entre carbonatos precipitados em lagos fechados ou abertos. Cada lago fechado tem sua própria tendência covariante, enquanto lagos hidrologicamente abertos não possuem

covariância e mostram uma propagação limitada dos valores $\delta^{18}\text{O}$ Talbot (1990); Valero Garcés et al. (1997); Alonso-Zarza & Calvo (2000). Lagos de margem podem apresentar covariância durante um determinado ano e também covariância secular associada a variações climáticas de longo prazo Drummond et al. (1995).

Esses parâmetros gerais que controlam os valores isotópicos dos carbonatos lacustres tornam-se mais complexos ao analisar carbonatos palustres. Os processos do solo e a diagênese meteórica precoce (freática ou vadosa) contribuem para a modificação dos valores de isótopos primários. Além disso, a influência da cobertura vegetal é mais importante do que em qualquer outra configuração lacustre. Macrófitas e micróbios contribuem para a precipitação de carbonatos e podem levar ao fracionamento isotópico Andrews et al. (1997). A influência do CO_2 , derivado do solo ou da atmosfera, controla o enriquecimento de O^{16} e C^{12} em lagos rasos e águas intersticiais. Carbonatos palustres comumente apresentam valores mais baixos de C^{13} e $\delta^{18}\text{O}$ que carbonatos lacustres que não são pedogenicamente modificados Platt (1989); Arenas et al. (1997), e valores maiores do que os solos carbonato adjacentes Wright & Alonso-Zarza (1992); Dunagan & Driese (1999); Tanner (2000). No entanto, processos de evaporação e lagos alimentados por águas subterrâneas que drenam carbonatos marinhos resultam em valores isotópicos superiores aos esperados. Além disso, a influência da diagênese meteórica pode explicar a perda das assinaturas primárias, a perda de uma tendência covariante ou a homogeneização dos valores. Isso reflete principalmente a influência de águas diagenéticas meteóricas leves Wright et al. (1997).

Os principais métodos utilizados para o estabelecimento de idades absolutas em carbonatos continentais são o radiocarbono C^{14} e a curva de decaimento $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. A datação de carbonatos continentais pode gerar erros, devido ao efeito do carbono

residual da água ou da área fonte, que torna as idades mais velhas do que realmente são. O método $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ tem sido utilizado com sucesso na datação de espeleotemas Auler & Smart (2001). A geoquímica isotópica é uma técnica auxiliar que tem se destacado na interpretação de dados paleontológicos, em virtude disso, são técnicas de grande importância. Os isótopos de carbono proporcionam informações sobre paleoprodutividade e disponibilidade de nutrientes dos oceanos e lagos e os isótopos de oxigênio são utilizados para estimar a paleotemperatura e a paleo salinidade vigentes em determinada bacia sedimentar ao longo do tempo geológico.

Carbonatos palustres e calcretes

Calcretes são acumulações secundárias de carbonato de cálcio de origem continental que resultam da introdução, substituição e cimentação de perfis de solo, rochas e sedimentos por carbonato de cálcio Wright & Tucker (1991). Eles ocorrem em zonas climáticas áridas a semiáridas, onde a evapotranspiração excede a precipitação em todos, ou na maioria, dos meses Mack & James (1994).

Horizontes de calcretes são recorrentes no registro estratigráfico e representam produtos diretos de interações entre clima, taxa de sedimentação, estabilidade geomórfica, hidrologia e tectônica, funcionando como sistemas naturais abertos e representando, assim, importante fonte de dados paleoambientais Alonso-Zarza (2003). Sua gênese está relacionada ao desenvolvimento de horizontes pedogênicos cálcicos na zona vadosa ou a flutuações do lençol freático nas zonas vadosa e freática de depósitos sedimentares Wright & Tucker (1991).

A sobreposição de processos pedogênicos, sedimentares e diagenéticos é recorrente em calcretes, e produz amplo espectro de estruturas e morfologias que dificultam o reconhecimento e distinção dos processos genéticos envolvidos em sua formação. Estudos detalhados têm sido realizados com o objetivo de distinguir os

processos envolvidos na formação dos calcretes; esses estudos são baseados, principalmente, em aspectos morfológicos tais como: espessura da acumulação, natureza dos contatos, estruturas de solo, feições disseminadas de oxirredução e características microscópicas para fins de exemplo, Pimentel et al. (1996). Esses aspectos também contribuem como parâmetros diagnósticos para a diferenciação de carbonatos formados em ambiente palustre Alonso-Zarza (2003).

Constituintes carbonáticos

Para analisar e classificar os diversos tipos de rochas carbonáticas é indispensável a identificação de seus principais constituintes que são: os grãos aloquímicos, matriz e cimento.

Grãos aloquímicos

Os grãos aloquímicos são gerados no interior da bacia sedimentar que podem ou não sofrer transporte na própria bacia. Esses grãos são de origem orgânica ou inorgânica. Incluem oólitos, oncóides, bioclastos, “pellets” fecais, peloides, esferulitos e intraclastos.

Ooides

Os ooides são grãos carbonáticos que possuem uma morfologia tipicamente esférica ou elipsoidal, compostos por envoltórios concêntricos e contínuos, que circundam um núcleo que pode ser de natureza diversa, podendo ser material terrígeno (grãos de quartzo, feldspatos entre outros), bioclastos, ou material micrítico, como peloides ou “pellets”.

Segundo Tucker & Wright (1990), os ooides podem ser classificados de acordo com sua micro-textura e mineralogia. A diagênese pode obliterar muitas feições características, especialmente nos casos em que os ooides eram constituídos originalmente por aragonita e foram substituídos por calcita.

Os ooides possuem geralmente uma faixa de tamanho areia, que varia normalmente entre 0,2mm e 1,0mm. Porém, em alguns raros casos, podem ultrapassar os 2,0mm (Terra et al. 2010). A origem dos ooides está relacionada aos processos de precipitação química em torno de um núcleo. Os grãos mais comuns são os ooides revestidos encontrados em calcários marinhos antigos, análogos aos

que são abundantes nas águas rasas tropicais. Um conjunto de três processos tem sido invocados para a formação de ooides: mecânico, químico e biogênico Tucker & Wright (1990).

Os envoltórios concêntricos que ficam em torno do núcleo são constituídos por cristais de calcita aciculares, onde os seus eixos maiores são dispostos tangencialmente (concêntrico tangencial), radialmente (concêntrico radial) à superfície do grão ou aleatoriamente. A microestrutura interna dos ooides marinhos recentes é formada por cristais de aragonita acicular com 2µm de comprimento e encontra-se orientada tangencialmente à superfície do envoltório (Tucker, 1991 *apud* Terra et al. 2010). Essa constatação, fez com que por muito tempo se acreditasse que os ooides de rochas antigas tinham uma composição originalmente aragonítica.

Os ooides antigos apresentam frequentemente uma estrutura fibro-radiada, diferente da estrutura tangencial que os ooides aragoníticos recentes apresentam, sendo interpretado como resultado da recristalização da aragonita para calcita. Diversos autores mostraram em seus trabalhos, que a mineralogia dos ooides no tempo geológico se alternou entre aragonítica e calcítica. Durante o Fanerozóico, os ooides calcíticos foram dominantes do Ordoviciano ao Mississippiano e no Juro-Cretáceo, enquanto nos demais períodos, incluindo o presente, ocorrem predominância de ooides aragoníticos (Terra et al. 2010).

Oncoide

Os oncoides são grãos formados pela acreção organo-sedimentar, envolvendo cianobactérias. Esses grãos são revestidos por envelopes descontínuos de calcário e poucos nítidos em torno de um núcleo, frequentemente com fragmentos sedimentares presos entre os envelopes, sua forma pode variar de subesférica a subelíptica, em alguns oncólitos falta um núcleo claro. Ao contrário dos ooides, os oncoide são

formados em ambientes de baixa energia. As construções de cianobactérias se formam a partir do aprisionamento de material disponível no ambiente durante o movimento promovido pelas correntes (Flügel, 2004 apud Camacho, 2009).

Segundo Tucker & Wright (1990), os tipos mais comuns de oncoides, no registro geológico, são os grãos revestidos biogenicamente. Estes podem ser formados revestindo uma variedade de organismos incrustantes tais como briozoários, corais, foraminíferos, algas (especialmente as coralinas incrustantes) e cianobactérias.

Além das características da estrutura interna, são utilizados outros critérios indiretos para diferenciar os ooides dos oncoides: seleção granulométrica e arredondamento dos grãos (os ooides são de um ambiente de maior energia, logo são mais bem arredondados e selecionados que os oncólitos), presença de matriz micrítica (deposição simultânea de oncoides e matriz micrítica) e uma maior frequência de grãos aglomerados nas rochas oncolíticas Terra et al. (2010).

Peloides

De acordo com Tucker & Wright (1990), peloides são grãos aloquímicos micritizados de origem múltipla, geralmente variando entre 100 - 500µm, composto por carbonato microcristalino. Eles são geralmente arredondados ou subarredondados, esféricos, elipsoidais de forma irregular e não possuem estrutura interna. Os peloides resultam pela fragmentação de bioclastos micritizados, intraclastos e de oncólitos intensamente fragmentados.

“Pellets” Fecais

Os “pellets” são de origem fecal, sendo formados por calcita microcristalina. São bem arredondados e selecionados, gerados por uma variedade de organismos que ingerem lama carbonática e expele esse material sob a forma de “pellets fecais” Folk (1974).

Esferulitos

São partículas que apresentam forma esférica ou subesférica com seus contornos lobados ou lisos, geralmente de tamanho menor que 2mm. Sem núcleo e com uma estrutura interna que varia desde radial à vacuolada. Quando observados ao microscópio, apresentam uma porção central com forma esférica ou subesférica, de composição micrítica e rica em vacúolos. Devido à possibilidade dos esferulitos serem retrabalhados, estes foram incluídos na categoria de grãos aloquímicos. Os esferulitos são considerados como partículas in situ podendo ocorrer de forma isolada ou amalgamada Terra et al. (2010). Todavia, sua origem ainda é muito discutida e incerta.

Intraclastos

Intraclastos são fragmentos de rochas carbonáticas retrabalhadas e penecontemporâneos de rochas carbonáticas, com fração granulométrica entre areia fina e matacão, que foram erodidos e incorporados a um novo sedimento carbonático, no interior da bacia de deposição Folk (1959). Os intraclastos podem ser compostos por fragmentos de lama parcialmente consolidada ou de areia carbonática parcialmente litificada. O reconhecimento dos intraclastos em uma rocha carbonática pode ser muito útil para ajudar a reconstituir as condições paleoambientais. A ocorrência de rochas compostas por fragmentos de trombolitos e estromatólitos é bastante comum. Por isso, sugere-se que seja utilizada a designação de “fragmentos”, pois não são intraclastos, conforme a definição acima e, tampouco, bioclastos, pois mesmo considerando que todos os estromatólitos e trombolitos sejam de origem biogênica, a construção é considerada um depósito organo-sedimentar Terra et al. (2010).

Bioclastos

São os principais constituintes das rochas carbonáticas e englobam todos os fósseis de estruturas calcárias de organismos ou os fragmentos destas estruturas Terra et al. (2010). O método mais utilizado para a identificação dos bioclastos é a petrografia. Para o reconhecimento dos bioclastos em lâminas petrográficas utilizam-se os seguintes critérios: (a) forma(s) do organismo; (b) microestrutura do grão; (c) mineralogia do grão e (d) associação dos organismos (contexto deposicional e temporal).

A produção de bioclastos está relacionada com as condições do ambiente tais como temperatura, salinidade, turbidez, energia das ondas e correntes, que agem como fatores limitantes para sua concentração. Ambientes com condições estressantes podem favorecer determinados grupos de organismos devido à diminuição da predação e competição, favorecendo sua concentração. A concentração das conchas também pode ser reflexo do baixo aporte de sedimentos terrígenos, pois permite a colonização sucessiva do substrato e acumulação dos bioclastos Teixeira (2012).

O acúmulo de bioclastos e posterior aparecimento de camadas de conchas está diretamente relacionado com o ambiente sedimentar e diagenético. Ambientes de menor energia permitem o peneiramento da lama e areia, resultando no acúmulo das conchas, e a baixa intensidade da diagênese promove sua preservação.

É importante ressaltar que os bioclastos são representados por diversos grupos de fósseis, que apresentam diferentes características petrográficas. No contexto do trabalho aqui proposto serão apresentados principalmente os bioclastos que compõem a Formação Morro do Chaves, descritos no Capítulo 2, são eles: bivalves, ostracodes e gastrópodes.

Cimento

É um dos constituintes mais frequentes nas rochas carbonáticas, normalmente ocorre em profundidades relativamente rasas. A cimentação ocorre quando os fluídos nos poros estão supersaturados com a fase cimentante; há fluxo desses fluídos e não ocorrem fatores cinéticos que inibam a sua precipitação Terra et al. (2010).

O cimento é o material cristalino que precipita quimicamente e preenche os espaços porosos existentes na rocha, sendo composto por calcita espática e apresenta granulação maior que 10 μ m. É um material indicativo de ambientes de energia moderada a alta. Os minerais carbonáticos mais importantes que cimentam são a aragonita, a calcita magnesiana, a calcita de baixo teor de magnésio e a dolomita Terra et al. (2010). A aragonita é instável e de difícil preservação.

Matriz

A matriz microcristalina, denominada micrita, também é um dos constituintes mais comuns e abundantes nas rochas carbonáticas Terra et al. (2010). Constitui a fração fina (tamanho silte e argila) de calcita depositada juntamente com outros grãos. Micrita é a denominação da partícula calcária, quando ela é microcristalina (Folk, 1959 *apud* Tucker, 1991 *apud* Camacho, 2009).

A maioria dos calcários é geralmente constituída por uma densa matriz composta por cristais de calcita finamente granulados, normalmente referidos como micrita (Flügel, 1982 *apud* Tucker e Wright, 1990). Diversos limites granulométricos já foram utilizados para estabelecer o tamanho máximo dos constituintes da matriz Terra et al. (2010), porém alguns autores definiram que o tamanho do cristal é geralmente menor que 4 μ m, mas uma variedade de termos tem sido usada para descrever os diferentes tamanhos das populações de cristais que ocorrem (Flügel, 1982 *apud* Tucker & Wright, 1990).

Nas rochas carbonáticas, a formação de matriz, simultaneamente com os componentes aloquímicos, é bastante comum Terra et al. (2010). A origem da matriz carbonática possui origem diversa e é um dos assuntos mais polêmicos na sedimentologia dos carbonatos. Encontram-se registrados na literatura, mecanismos cíclicos que propõem explicar a origem da lama orgânica e inorgânica. São citados como mecanismos principais para a origem da lama carbonática: abrasão mecânica e biológica; desintegração de organismos calcários frágeis; bioacumulação de microrganismos; e intervenção de organismos na precipitação bioquímica Terra et al. (2010).

Classificação de rochas carbonáticas

Classificar e denominar as rochas carbonáticas sempre foi um grande desafio da sedimentologia dos carbonatos. A complexidade e a variabilidade dessas rochas, além da forte ação da diagênese, sempre dificultaram a criação de uma classificação que abrangesse todo o espectro de rochas carbonáticas existente. Na grande maioria das vezes, as soluções foram customizadas para atender demandas regionais ou problemas específicos Terra et al. (2010). As classificações mais utilizadas são as de Grabau (1960), Folk (1962), Dunham (1962) e Embry & Klovan (1971) e, a mais recente, Terra et al. (2010) e Borghi (2020), com uma classificação de coquinas baseada em aspectos tafonômicos, sedimentológicos e diagenéticos.

Em 1971, Embry & Klovan ampliaram a classificação de Dunham (1962), dividindo-a em dois grupos: calcários alóctones (elementos não ligados durante a formação) e autóctones (elementos ligados durante sua formação – in situ). A classificação é largamente utilizada em áreas que ocorrem calcários bioconstruídos. Terra et al. (2010).

Grabau (1960)

Essa classificação leva em consideração o tamanho médio dos grãos.

Classificação de Grabau		
	Grãos Transportados	Grãos Autigênicos
100	Calcirudito	cristalino extremamente grosso
		grosso
		médio
10	Calcarenito	cristalino muito grosso
2 mm	1	cristalino grosso
1	0,1	cristalino médio
0,1	0,1	cristalino médio
0,063 mm	0,01	cristalino fino
0,001	0,001	Afanítica
	Calcilutito	

Classificação de Grabau (1960)

Folk (1959,1962)

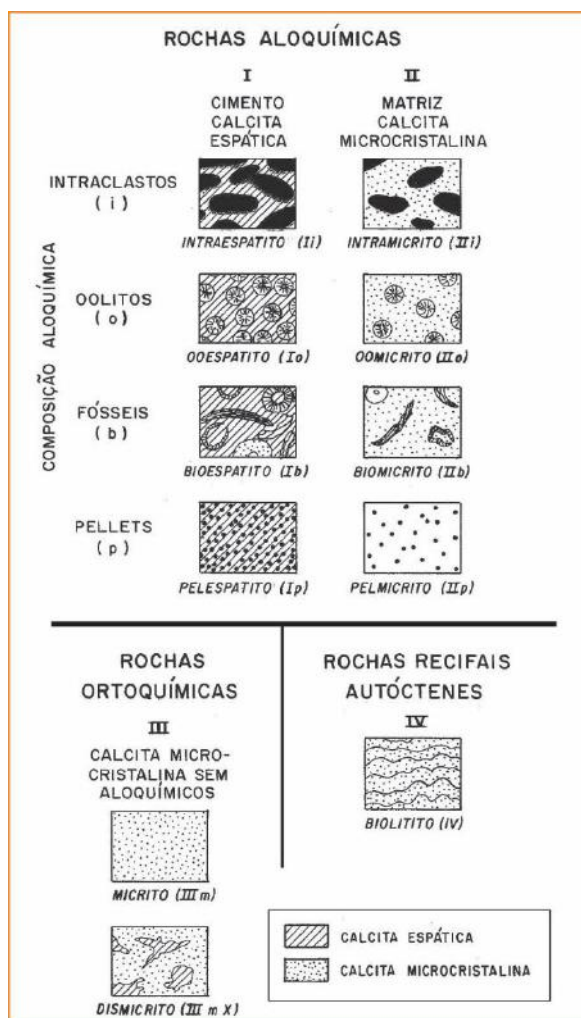
Folk (1959,1962) classificou as rochas em aloquímicas, ortóquímicas e em recifais autóctones. Reconheceu os três principais constituintes das rochas carbonáticas: os grãos aloquímicos, matriz (micrita) e calcita espática (cimento). Ele reconheceu também quatro categorias de grãos aloquímicos: peloides, oólitos, bioclastos e intraclastos. Ele identificou quatro grupos básicos de rochas carbonáticas: os carbonatos onde os grãos aloquímicos estão cimentados por calcita espática; carbonatos microcristalinos com os grãos aloquímicos em matriz micrítica, carbonatos microcristalinos sem aloquímicos ou mostrando pequenas manchas de calcita espática, que representam na verdade a recristalização parcial ou fenestral de micrita;

e o grupo de carbonatos sem aloquímicos que mostram estruturas orgânicas desenvolvidas in situ denominadas biolitos

Rochas Aloquímicas - constituídas predominantemente de grãos, onde o teor de matriz e cimento é levado em consideração.

Rochas Ortoquímicas – não possuem grãos e são exclusivamente químicas, sendo formadas somente por micrita (micrito), ou alguns cristais de calcita espática, no entanto com o predomínio de micrita (dismicrito).

Rochas Recifais Autóctones – carbonatos bioconstruídos (biolitos), isto é, constituídos por esqueletos de organismos coloniais, tais como recifes de corais, espongiários, algas vermelhas e/ou cianobactérias.



Classificação de rochas carbonáticas (adaptado de Folk, 1959 apud Terra et al. 2010).

Dunham (1962)

É a classificação mais simples e a mais utilizada na indústria do petróleo. Ela baseia-se nas feições texturais deposicionais dos sedimentos carbonáticos, bem como a presença de qualquer ligação biogênica Tucker e Wright (1990)

Dunham (1962) definiu os seguintes grupos de carbonatos:

1. Carbonatos com lama (sustentados ou não por grãos);
2. Rochas carbonáticas sustentadas por grãos sem lama;
3. Carbonatos formados por estruturas orgânicas;
4. Rochas carbonáticas formadas exclusivamente por cristais de calcita e/ou dolomita.

Esta classificação permite o reconhecimento de 5 classes reconhecíveis e uma não-reconhecível:

Mudstone - essa denominação é utilizada para as rochas carbonáticas suportadas pela matriz e com menos de 10% de grãos aloquímicos tamanho areia ou maior.

Wackestone - rocha carbonática que possui mais de 10% de grãos tamanho areia ou maior e é suportada por uma matriz.







Packstone - termo proposto para denominar um tipo textural com lama carbonática, porém suportado por um arcabouço de aloquímicos.

Grainstone - rocha carbonática suportada pelos grãos sem matriz ou no máximo 5% de cimento espático.

Boundstone - rocha carbonática formada in situ, cujos componentes da trama original (fabrica original) foram ligados durante a deposição. Esse termo equivale ao Biolitito de Folk. Representam rochas bioconstruídas ou edificadas por organismos, sem sofrer qualquer tipo de transporte.

Cristalina - a textura original da rocha foi totalmente metamorfizada, recristalizada ou dolomitizada.











A presença de grãos nas rochas carbonáticas permite que as denominações descritas anteriormente sejam complementadas, com a inclusão da preposição com, mais um termo composicional: ooides, oncoides, peloides, “pelletes” fecais, intraclastos, bioclastos, esferulitos.

TEXTURA DEPOSICIONAL RECONHECÍVEL					Textura deposicional não-reconhecível
Componentes originais não-ligados durante a deposição			Componentes originais ligados durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					
Suportado pela matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos				
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Boundstone</i>	<i>Crystalline</i>
					

Classificação de rochas carbonáticas (adaptado de Dunham, 1962 apud Terra et al. 2010).

Embry & Klovan (1971)

De acordo com Terra et al. (2010), esta classificação (Figura 19) é uma ampliação dos termos de Dunham (1962) para rochas recifais, em razão da grande diversidade de bioconstruções de recifes e da necessidade de um melhor detalhamento das feições observadas nesses recifes Camacho (2009).

CALCÁRIOS ALÓCTONES					CALCÁRIOS AUTÓCTONES				
Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição (<10% grão >2 mm)				Textura deposicional não-reconhecível	Componentes originais não-ligados organicamente durante a deposição		Componentes originais ligados organicamente durante a deposição		
Contém Matriz (Partículas tamanho argila/silte fino)					>10% grãos >2 mm		Organismos que atuam como obstáculos	Organismos que encrustam e ligam	Organismos que constroem um arcabouço rígido
Suportado por matriz		O arcabouço é grão-suportado com matriz	Sem matriz, grão-suportado		Suportado pela matriz	Suportado por componentes maiores que 2 mm			
Menos de 10% de grãos	Mais de 10% de grãos								
<i>Mudstone</i>	<i>Wackestone</i>	<i>Packstone</i>	<i>Grainstone</i>	<i>Crystalline</i>	<i>Floatstone</i>	<i>Rudstone</i>	<i>Bafflestone</i>	<i>Bindstone</i>	<i>Framestone</i>
									

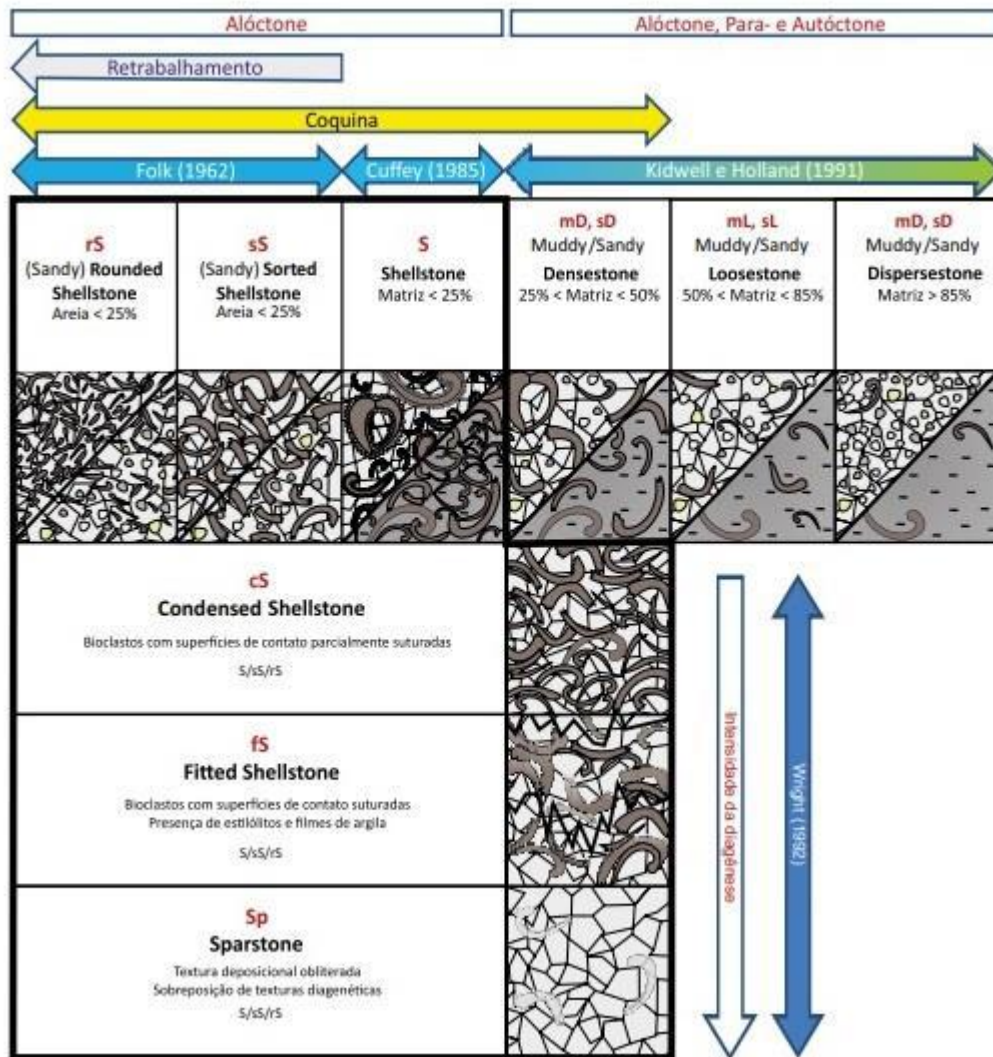
Classificação de rochas carbonáticas. Fonte: Terra et al. (2010), modificado de Embry & Klovan (1971).

Embry & Klovan (1971) ampliaram a classificação de Dunham. Para tanto, eliminaram a categoria de Boundstone e criaram cinco novas categorias: *Floatstone*, *rudstone*, *bafflestone*, *bindstone* e *framestone*.

Borghi (2020)

Com o objetivo de melhor caracterizar as particularidades e abranger as complexidades das coquinas híbridas, um novo grupo de termos baseado em adaptações de classificações preexistentes, como Folk (1962) e Dunham (1962).

Neste caso, modificadores texturais de Folk (1962) e empacotamento de Kidwell (1991) e Kidwell & Holland (1991) são utilizados em analogia à textura deposicional de Dunham (1962). Os termos propostos por Wright (1992) foram incorporados para descreverem as rochas nas quais a textura primária foi modificada e substituída parcial - ou completamente por feições diagenéticas. A explicação detalhada de cada termo proposto pode ser encontrada a seguir



Classificação de coquinas baseada em aspectos tafonômicos, sedimentológicos e diagenéticos Borghi (2020).

Feições diagenéticas em rochas carbonáticas palustres

Em 2010, Flügel definiu diagênese como sendo todas as mudanças que acontecem às rochas sedimentares após a deposição e antes do metamorfismo. Os principais processos diagenéticos em rochas carbonáticas são micritização, dissolução, cimentação, compactação, neomorfismo, dolomitização, substituição de grãos de carbonato e matriz por mineralogias não-carbonáticas (como sílica, por exemplo). Somente os processos que foram observados no intervalo palustre estudado na Formação Morro do Chaves serão descritos neste capítulo.

Armenteros (2010) cita duas fases da diagênese em rochas carbonáticas continentais. A primeira fase consiste nas mudanças que ocorrem na deposição inicial dos carbonatos, onde dois domínios são distinguidos: eodiagênese (mudanças que ocorrem após a deposição dos sedimentos em pequena profundidade e são influenciadas pelo ambiente deposicional e/ou pela circulação de água meteórica) e mesodiagênese (mudanças que ocorrem após o soterramento efetivo). A segunda fase é denominada telodiagênese, e é caracterizada principalmente pelos efeitos da água meteórica em sedimentos que já sofreram diagênese.

A diagênese envolve qualquer mudança física ou química, nos sedimentos ou nas rochas sedimentares, que ocorre depois da deposição (excluindo processos envolvendo altas temperaturas e pressões, denominados metamorfismo). Os processos mais comuns são:

- Cimentação (precipitação de minerais nos poros);
- Dissolução (lixiviação de minerais formando porosidade secundária);
- Substituição de um mineral por outro (incluindo neomorfismo, e inversão, a substituição de um mineral polimorfo por outro);

- Recristalização (mudança no tamanho ou forma dos cristais, sem mudança mineralógica);
- Compactação mecânica ou física (incluindo deformação e reorientação dos grãos);
- Compactação química (dissolução por pressão intergranular ou ao longo de superfícies estilolíticas);
- Fraturamento

Segundo Armenteros (2010), as áreas de atuação da diagênese em carbonatos continentais podem ser divididas segundo duas principais características geomorfológicas: (1) áreas marginais da bacia, dominadas por processos climáticos, e (2) áreas da bacia dominadas por processos deposicionais.

A precipitação de calcita em lagos geralmente ocorre na primavera e no verão, principalmente por mecanismos bióticos em consequência da supersaturação em zonas de produtividade. Em bacias de lagos fechados normalmente a sazonalidade de clima úmido/seco causam significantes mudanças na química das águas, tais como a entrada rápida de Ca^{2+} , durante a estação chuvosa por escoamento superficial e a subsequente remoção por precipitação durante a estação seca. A sequência convencional de precipitação de minerais de carbonatos (calcita-Mg → calcita → aragonita → dolomita → magnesita/huntita) começa nas fases iniciais da sequência e avança com o aumento da salinidade. De maneira complementar, outros fatores como a alcalinidade e a concentração de sulfato são significantes na precipitação de fases magnesianas Armenteros (2010).

O reconhecimento dos processos diagenéticos em carbonatos de sequências lacustres pode ser complexo, mas é fundamental para a compreensão da evolução

da porosidade e permeabilidade dessas rochas, e para o desenvolvimento de modelos geologicamente realistas e efetivos para a exploração e produção de hidrocarbonetos.

Micritização

O termo “micritização” foi definido por Bathurst (1966) como sendo um processo que altera a textura original dos grãos carbonáticos para texturas criptocristalinas causada por repetidas perfurações causadas por algas, preenchidas por material microcristalino precipitado.

A micritização consiste da alteração de grãos carbonáticos causada pelo ataque microbiano. Esta pode ser parcial, resultando em um envelope de micrita ao redor dos grãos, ou intensa, transformando os grãos em pelóides. Tal processo é relativamente rápido e ocorre em regime de eogênese (Boggs, 2009; Tucker & Wright, 1990).

Cimentação

Cimentação consiste na precipitação de cristais nos poros, a partir de uma solução supersaturada em relação a uma dada fase mineral. Tal processo ocorre em todos os regimes e ambientes diagenéticos, sendo que certos tipos de cimento são indicativos de determinado ambiente diagenético (Boggs, 2009; Tucker & Wright, 1990).

A precipitação de cimentos em sedimentos carbonáticos é o maior processo diagenético e ocorre quando os poros e os fluídos estão supersaturados com a respectiva fase de cimento e existem fatores cinéticos que inibem a precipitação. Estudos petrográficos e geoquímicos desses cimentos permitem fazer deduções sobre o ambiente e das condições de cimentação. As influências geoquímicas orgânicas são importantes em alguns casos. A aragonita, calcita de alto teor em Mg, calcita de baixo teor em Mg e dolomita são os cimentos carbonáticos mais comuns nos calcários e compreendem uma variedade de morfologias. A identificação de cimento torna-se

mais simples, quando é precipitado dentro de muitos tipos de cavidades e entre os grãos. Muitos cristais de cimento mostram uma textura particular indicativa de preenchimento de vazios. A mineralogia atual e a textura dependem principalmente da composição dos fluídos nos poros (especialmente da relação Mg/Ca e da origem dos fluídos), das taxas de fornecimento de carbonato e da precipitação (Tucker & Wright, 1990).

Neomorfismo

Neomorfismo representa a dissolução e a precipitação quase simultânea de outro mineral, sem que ocorram grandes mudanças na composição química. Esse processo engloba a recristalização e a inversão e é característico do regime de mesogênese (Boggs, 2009). É o termo utilizado para designar todos os espátos formados “in situ”, originados pela substituição de um mosaico de cristalinidade mais fina. O termo neomorfismo deve ser usado em substituição aos termos recristalizado ou recristalização que são muito utilizados para as rochas metamórficas.

Compactação

A compactação consiste de mudanças físicas e químicas da rocha com aumento do soterramento, sendo característica do regime de mesogênese e do ambiente diagenético de soterramento profundo. A compactação física é representada por diminuição de volume dos sedimentos, perda de fluidos e quebra/deformação de grãos; enquanto que a compactação química é representada por estilólitos e *dissolution seams* em especial (Boggs, 2009; Tucker & Wright, 1990).

Dissolução

A dissolução pode ocorrer em todos os regimes e ambientes diagenéticos, mas é característico dos regimes de eo- e telogênese e do ambiente diagenético meteórico (Boggs, 2009; Tucker & Wright, 1990).

Segundo Wayne (2008), a dissolução ocorre quando o sistema rocha-água está fora de equilíbrio, neste caso, a água está com baixa saturação em CaCO_3 . Por exemplo, a água meteórica dissolve CaCO_3 até que o equilíbrio de saturação entre a água e a rocha seja atingido. Geralmente, a dissolução continua enquanto houver suprimento de água com pouca saturação em CaCO_3 para reagir com a rocha. Uma extensa dissolução pode criar canais, cavernas, grutas e porosidade vulgar e móldica.

A solubilidade dos minerais aumenta especialmente quando eles possuem uma mineralogia metaestável e um alto teor de Mg, sendo assim, a ordem de solubilidade dos minerais carbonáticos, em relação às águas naturais, é: calcita com alto teor de Mg, aragonita e calcita com baixo teor de Mg. Tucker & Wright (1990).

Substituição

É a combinação simultânea dos processos diagenéticos de dissolução e cimentação, onde o mineral existente é dissolvido e um novo mineral é precipitado nos espaços que foram deixados pelo mineral levado em solução, ou ainda, quando há crescimento do mineral secundário como cimento nos poros existentes. O fenômeno de substituição mais frequente é a dolomitização, embora silicificação, fosfatização e outras substituições sejam também conhecidas (Tucker, 1991 *apud* Camacho 2009).

Porosidade em rochas carbonáticas

A porosidade é um dos parâmetros petrofísicos mais importantes na indústria do petróleo, este parâmetro que está diretamente relacionado com a capacidade de uma determinada litologia armazenar fluidos.

O sistema poroso de rochas carbonáticas, como as coquinas aqui estudadas, é caracterizado por apresentarem uma grande variedade de poros, formas e tamanhos.

Além de possuírem uma distribuição espacial irregular, resultado de uma diagênese complexa, o que dificulta a compreensão, a análise e a quantificação do sistema poroso dessas rochas.

Existem algumas classificações descritivas de porosidade disponíveis, mas a que será utilizada neste trabalho será a proposta por Choquette & Pray (1970). Esta classificação é composta, basicamente, por quatro elementos: (a) tipo de porosidade propriamente dita; e três conjuntos termos modificadores que se subdividem em: (i) tempo e origem da porosidade; (ii) tamanho e a forma do poro; (iii) abundância. Descrevem os poros de acordo com a sua gênese: porosidade primária ou secundária. Caso estejam relacionados com os processos pré-deposicionais e deposicionais dos sedimentos e/ou precipitação de minerais, chama-se porosidade primária; e se associados à processos pós-deposicionais, ou diagenéticos, são chamados de porosidade secundária. Ainda, a porosidade primária pode ser subdividida pelos tipos de poros, como interpartícula, intrapartícula ou intercrystalina; e a secundária, pode ser do tipo móldica, vugular, fratura.

Com base nos tipos de porosidade definidos por Choquette & Pray (1970), os principais tipos podem ser separados em porosidade primária (ou deposicional) e porosidade secundária (ou pós-deposicional).

Porosidade primária – é associada à deposição dos próprios sedimentos e, como resultado, com as partículas que os compõem. Subdividida em:

- **intergranular** ou **interpartícula**, que trata dos poros que ocorrem nos espaços entre os grãos ou detritos que formam a trama ou arcabouço;
- **intragranular** ou **intrapartícula**, que trata da porosidade presente dentro dos grãos ou detritos. Em rochas carbonáticas é muito associado a restos esqueléticos.

Porosidade secundária – é definida como um tipo de porosidade formada após a deposição dos grãos, facilmente encontrada em rochas carbonáticas, por ação da grande mobilidade dos minerais carbonáticos na subsuperfície. Subdividida em:

- **porosidade intercrystalina** - que ocorre entre os cristais individuais de uma rocha cristalina, característica de carbonatos que passaram por cristalização;
- **porosidade fenestral** - resultante de aberturas na estrutura das rochas maiores e mais largas do que interstícios suportados pelos grãos e em grande parte podem ser atribuídos a organismos escavadores ou a rotas de fuga de gás;
- **porosidade móldica** - formada pela dissolução de grãos provenientes de deposição geralmente após algum tipo de cimentação e está associada a partículas individuais;
- **porosidade vugular** - formada por dissolução, tipicamente encontrada em carbonatos e retratando poros de maiores dimensões quando comparados com os poros móldicos. Com o aumento no tamanho dos vugues há também a denominação de porosidade do tipo caverna;
- **porosidade de fratura** - formada por fraturas originadas por esforços depois da deposição (formada posteriormente aos outros tipos de porosidade).

Ainda segundo Choquette & Pray (1970), outros tipos de porosidade também são descritos na literatura segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), que são:

- **porosidade “shelter”** - é um tipo de porosidade interpartícula criada pelo abrigo de partículas sedimentares grandes de tal forma que o preenchimento do espaço poroso sob eles é impedido;

- **porosidade do tipo brecha** - também do tipo interpartícula que ocorre em brechas, facilmente encontrada em rochas carbonáticas;
- **porosidade do tipo canal** - onde o sistema poroso apresenta-se numa forma alongada de tal forma que há a continuidade deste em uma ou duas dimensões;
- **porosidade de edificações orgânicas (Growth-framework)** - porosidade primária criada a partir do crescimento in situ de estruturas no arcabouço das rochas carbonáticas;
- **porosidades por perfurações (boring) ou escavações (burrowing)** - são aberturas criadas por diferentes organismos por meio da perfuração e escavação, respectivamente, em rochas e outros materiais carbonáticos;
- **porosidade de encolhimento** - produzida pela contração do sedimento.

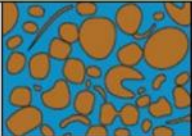
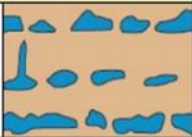
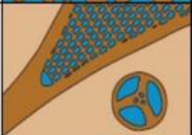











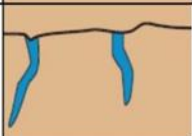
A porosidade primária é mais comum em arenitos, enquanto que a secundária, ocorre com maior frequência nas rochas carbonáticas Selley (1998). A porosidade secundária em rochas carbonáticas é muito mais importante do que a primária, o que torna o sistema poroso muito complexo.

A porosidade intragranular e intergranular resulta dos processos que ocorrem durante a formação da porosidade primária, enquanto os vugues são exemplos de porosidade secundária Choquette & Pray (1970).

Na classificação de Choquette & Pray (1970), a trama seletiva ocorre quando existe uma relação de dependência entre a porosidade e as partículas (grãos ou detritos) que constituem a trama da rocha. Já a porosidade da trama não seletiva ocorre quando não é possível estabelecer uma relação de dependência entre a porosidade e as partículas da trama da rocha.

A diagênese altera a porosidade deposicional por meio da dissolução, cimentação, compactação, dissolução por pressão, recristalização e substituição de materiais. Diagênese esta que pode aumentar ou diminuir a porosidade original, ou, ainda, criar outros tipos de poros totalmente novos. Alterações como a cimentação, compactação, substituição ou recristalização, podem diminuir a porosidade da rocha, se tornando abrigos ou barreiras para o fluxo de fluidos. Já a dissolução pode criar novos poros, desde vugs conectados a cavernas e outras feições cársticas Arh (2008).

Choquette & Pray (1970), em seu trabalho sobre a definição dos tipos de poros em carbonatos, destacam a diagênese como principal fator modificador da porosidade, sendo a dissolução e a cimentação os reais modificadores da porosidade. Consideram também que o caminho natural de toda porosidade é ser obliterada ou até extinta, gerando, como produto final, após a rocha passar por toda sua evolução diagenética, uma rocha completamente cimentada ou recristalizada. Outro fator importante a ser avaliado é a compactação, à medida que a rocha vai sendo compactada, a porosidade da mesma também diminui.

TIPOS BÁSICOS DE POROSIDADE			
Seletiva quanto à fábrica			
Interpartícula		Fenestral	
Intrapartícula		Abrigo	
Intercristalina		Crescimento	
Móldica			
Não seletiva quanto à fábrica			
Fratura		Vugular	
Canal		Caverna	
Seletiva ou não seletiva quanto à fábrica			
Brecha		Escavação	
Perfuração		Contração	

Classificação dos tipos de poros em rochas carbonáticas. Modificado de Choquette & Pray (1970).